ACTA GEOLOGICA POLONICA
VOL. V, No. 1 — WARSZAWA 1955 — PARS GEOLOGICA

ADAM TOKARSKI

O tektonice nadkładu Zagłębia między Dulową i Sierszą

TREŚĆ: Wstęp — Charakterystyka zagadnienia — Korelacja faktów: Strefa brzeżna: 1. węzeł dulowski, 2. monoklina dulowsko-młoszowska — Struktura północna: uwagi ogólne, 1. płyta myślachowicka, 2. dyslokacja Młoszowa-Karniowice, 3. płyta karniowicka, 4. zrąb Piarczykowej Góry — Podsumowanie i wnioski — Interpretacja — Literatura cytowana

WSTĘP

W czasie zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego we wrześniu 1954 r. przeprowadzona została dyskusja zarówno z oponentami (St. Siedlecki, St. Dżułyński), jak i zwolennikami (głównie St. Zb. Różycki) mojego ujęcia budowy geologicznej nadkładu Zagłębia pomiędzy Dulową i Sierszą. W rezultacie decyduję się oddać do druku wyniki moich prac z lat 1937-1939 *(8, 9)* * z ich wyraźnymi brakami, jak nieprzeprowadzenie stratygraficznego rozbicia wapienia muszlowego i malmu w strefie brzeżnej oraz słaba znajomość podłoża karbońskiego (tylko z planów ogólnych). Mimo wszystko bowiem uważam sprawę za dojrzałą na tyle, aby móc poddać dalszej dyskusji:

1° Zagadnienie przechodzenia, w miarę sprzyjających okoliczności, stylów tektonicznych, typowych dla jednego rejonu, na rejon drugi, — w tym przypadku stylu „karpackiego" na struktury pozakarpackie. Myślę przy tym, że przykład ten nadaje się, zarówno ze względów metodycznych, jak i ideologicznych, na zademonstrowanie na nim dialektyki rozwoju tektonicznego.

2° Zagadnienie tektonicznego oddziaływania wielkich form paleomorfologicznych podłoża na płytkie struktury w nadkładzie, co podniosłem już poprzednio w dwu publikacjach *(10, 11)*. Jest to bowiem zagadnienie ważne ze względu na rozwój metodyki poszukiwawczej, związanej z „pogrzebanymi grzbietami".

---

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

Wymienionym wyżej Kolegom, jak i wielu innym, którzy z zainteresowaniem przeprowadzali ze mną dyskusję na tematy poruszane w tej pracy, zarówno w terenie, jak w pracowni i na zebraniach, składam serdeczne podziękowanie. Jednocześnie pragnę tu wyrazić swą wdzięczność dla Prof. St. Doktorowicza-Hrebnickiego, wybitnego znawcy Zagłębia, który zawsze udzielał mi cennych rad i wskazówek i z życzliwym zainteresowaniem śledził tok mojej pracy.

CHARAKTERYSTYKA ZAGADNIENIA

Linia północnego brzegu rowu krzeszowickiego od doliny filipowickiej do Charchołów zachodnich [1] przebiega mniej więcej równoleżnikowo. Zaznacza się ona w dzisiejszym obrazie intersekcyjnym przez to, że malm, tworzący północne fleksurowe skrzydło rowu, niezgodnie obcina przyległą od północy strukturę o biegu ogólnym pn.-zachodnim (tabl. I, fig. 1), utworzoną z kompleksów warstw piętra karniowickiego wieku permsko-karbońskiego z pokrywą mezozoiczną. W Dulowej linia brzegu rowu skręca nagle ku NW i dalej biegnie w tym kierunku równolegle do północnej struktury. Przy tym seria stratygraficzna brzegu rowu uzupełnia się tu ku dołowi triasem i permo-karbonem do pełnego skrzydła synkliny komplikując się równocześnie tektonicznie. Dlatego też mogę wydzielić na opisywanym odcinku — obok stosunkowo słabo zaburzonej *struktury północnej* — jako drugi element silnie zdyslokowaną *strefę brzeżną*, towarzyszącą pierwszej od SW.

KORELACJA FAKTÓW

STREFA BRZEŻNA
(tabl. I, fig. 1, 2 i tabl. II)

1. *Węzeł dulowski* (tabl. II, przekroje 1-5)

Nagłe przejście brzegu rowu krzeszowickiego ku zachodowi w „strefę brzeżną" widać w rejonie wzgórza 366 w Dulowej. Do dna jaru Charchołów zachodnich dochodzi od wschodu „normalny" północny brzeg rowu krzeszowickiego. Wapienie skaliste malmu zapadają tu ku SW pod kątem 20-40^0. Kontaktują one ze żwirami górno-karbońskiej arkozy kwaczalskiej struktury północnej o położeniu słabo zaburzonym (por. niżej str. 26). Powierzchnia kontaktu malmu z arkozą według intersekcji zapada ku południowi pod kątem 20-30^0, a więc mniej więcej zgodnie z upadem wapienia skalistego.

---

[1] Przymiotniki „wschodnie" i „zachodnie" przy nazwie „Charchoły" w tekście i na mapach wprowadziłem umownie, dla orientacji czytelnika.

Zaraz na zachód od jaru Charchołów zachodnich pas wychodni malmu, zamiast dotychczasowych 250 m, poszerza się do 500 m, w obu porównywanych odcinkach ograniczony od południa na wychodniach tylko czwartorzędem. Jest to oksfordzki wapień płytowy z perysfinktami. Upadami widocznymi w drobnych łomach zarysowane są tu na południe od monokliny północnej, pochylonej ku SW i ściętej niezgodnie równoleżnikowym brzegiem wychodni arkozy struktury północnej, dwa fałdy o kierunku osi: północny ESE, południowy SE. Zanurzają się one w swoich przekrojach podłużnych ku wschodowi — północny łagodniej, południowy bardziej stromo. W kierunku zachodnim, wraz z szybkim wynurzaniem się tych obu fałdów, wychodnie malmu, dobrze dające się prześledzić w kamienistej zwietrzelinie wzgórza, cofają się nagle ku południowi. Ich brzeg zachodni przebiega w odległości ok. 170 m na wschód od koty 366. Otrzymujemy tu intersekcyjny obraz spągowej granicy wapieni malmu, wychodzącej ku zachodowi w powietrze na osiach obu wymienionych fałdów. Dalszy ciąg wychodni malmu daje się prześledzić pasem szerokości ok. 70 m, biegnącym ku SW w przedłużeniu południowego skrzydła bardziej południowego fałdu na południowym zboczu wzgórza. Wprost na południe od kulminacji 366, wzdłuż małego jarku, ta zwietrzelina malmu przerzucona jest ku południowi o ok. 70 m, aby następnie, zakręciwszy ku południowi swoją północną granicą, oddzielającą ją od zwietrzeliny triasu, zniknąć pod czwartorzędem na 150 m od szosy.

W odległości 620 m ku WSW od tego zniknięcia zwietrzeliny malmu, jego wapienie płytowe z perysfinktami pojawiają się przy szosie na południe od wzgórza 339. Zapadają tu one ku WSW pod kątem 40°. Wschodni brzeg ich wychodni od strony kontaktu z wapieniem muszlowym tworzy w odległości ok. 70-80 m ku północy od szosy łuk zakręcając ku zachodowi. Wzdłuż tego łuku zwietrzelina wapieni płytowych malmu ograniczona jest zwietrzeliną wapienia muszlowego oraz wychodnią wapienia muszlowego na zachodnim końcu łuku, gdzie zapada on ku południowi.

W ten sposób wychodnie malmu swoim wewnętrznym brzegiem opasują dulowski węzeł tektoniczny, w którego środku pojawia się cała stratygraficzna seria starsza aż do arkozy górno-karbońskiej włącznie; seria ta a) występuje w swoim normalnym następstwie stratygraficznym (przy lokalnym wypadaniu poszczególnych ogniw) i b) zanurza się *pod* malm wszędzie tam, gdzie mamy w niej widoczne upady z wyjątkiem północnej granicy węzła.[2]

---

[2] Upad w zlepieńcu myślachowickim w potoku dulowskim w odległości 225 m w górę od szosy, skierowany ku WNW, traktuję jako związany z pochyleniem warstw pod malm odsłonięty w skarpie przy szosie na południe od koty 339.

Najbardziej kompletna seria stratygraficzna tego węzła ukazuje się w normalnym następstwie w przekroju 5 (p. tabl. II), idącym od figury przy szosie ku NE przez wschodnie zbocze wzgórza 339 i przez dolny odcinek potoku dulowskiego powyżej szosy. Mamy tu:

a) *Dogger.* — Podczas zwiedzania terenu, dokonanego na moją prośbę w czasie zjazdu P. T. Geol. w roku 1954, znalazł prof. St. Zb. Różycki w skarpie szosy, na granicy wychodni malmu i wapienia muszlowego, kawałek wapienia piaszczystego żółtego, typowego dla tutejszego keloweju, i zaraz obok, ku wschodowi, kawałek piaskowca, typowego dla krakowskiego batonu. Równocześnie wymieniony geolog wykrył większą ilość margli w zwietrzelinie białych wapieni malmu w strefie, przylegającej w opisywanej skarpie do wychodni wapienia muszlowego. Na tej podstawie doszedł on do wniosku, że w ścianie tej mamy do czynienia z całkowitym przejściem między batonem i argowem przez kelowej (zredukowany ewentualnie nawet stratygraficznie w sposób, według prof. Różyckiego, typowy dla rejonu krakowsko-częstochowskiego) oraz newiz zaznaczony wspomnianymi marglami (byłyby to margle kordatowe).

b) *Wapień muszlowy.* — Brak kajpru w opisywanym rejonie może być pierwotny, przedjurajski *(13)*. Wapień muszlowy odsłania się na południowych zboczach wzgórza 339 w formie łuku, otaczającego od N, NE i E wypukły ku NE łuk wychodni malmu, o którym była wyżej mowa. Jest to szeroki na 50-100 m pas zwietrzeliny kamienistej wapieni stalowo-szarych, gładkich, czasem zrostkowych. Na zachodnim końcu łuku w odkrywce widać te wapienie, zapadające ku południowi w formie brekcji ostrokrawędzistej, o fragmentach wapiennych średnicy kilku cm do 1 dm, spojonych masą wapienną, identyczną z materiałem tworzącym kawałki wapieni. Taka sama brekcja widoczna jest na południowym końcu łuku, w ścianie nad szosą (pl. I, fot. 1), gdzie przylega ona ku zachodowi do opisanych już wychodni jury. Na wschodnim końcu odsłonięcia wapienia muszlowego przy szosie tkwi w skarpie blok typowego wapienia falistego długości ok. 1 m i wysokości ok. 40 cm. Uważam opisaną brekcję wapienia muszlowego za utwór tektoniczny, związany z silnym zaangażowaniem tego wapienia przy ruchach, które stworzyły węzeł dulowski.

c) *Piaskowiec pstry.* — Zaraz na wschód od wymienionego bloku dolnego wapienia falistego, który wyznacza bardzo niskie ogniwo wapienia muszlowego (por. 5 i niżej str. 19), pojawiają się w tej samej skarpie tkwiące w dużej ilości skały typowe dla tutejszego retu. Zrazu, od zachodu na odcinku ok. 15 m, są to bloki wapienia jamistego, czerwonawo-żółtego, nakrapianego brązowo manganem, z dużymi kryształami kalcytu na przełomach, o teksturze gąbczastej. Jest to górna część retu. Dalej ku wschodowi, na długości ok. 35 m wystają ze skarpy kawałki kremowo-żółtych margli, delikatnie nakrapianych manganem, identycznych z margla-

mi z *Myophoria costata* krakowskiego dolnego retu. Niższa część piaskowca pstrego, którą w północnym pasmie wzgórz krakowsko-chrzanowskich (p. niżej uwaga na str. 19) wydzieliłem kartograficznie w formie iłów żółtych ze żwirami kwarcowymi, nie odsłania się na wzgórzu 339 być może z powodu zasłonięcia czwartorzędem (por. tabl. I, fig. 2). Zdaje mi się, że występują one w obrębie północnej, bardziej zaburzonej części węzła dulowskiego pomiędzy wapieniem muszlowym na północy i tufami na południu w miejscu oddalonym o 150-200 m ku NNE od głównego rozwidlenia potoku Dulówka w Dulowej (od ujścia wody z doliny „jarów dulowskich").

d) *Piętro karniowickie (12).* — Mamy tu wszystkie ogniwa tego permsko-karbońskiego kompleksu z wyjątkiem martwicy karniowickiej, która, jak wiemy, ma zasięg lokalny i może jej być brak z powodów paleolograficznych. U góry są to tufy porfirowe, których wychodnie dają na roli wzgórza 339 i w skarpach typowe „żużle" ciemnoczerwone, łatwe do wyśledzenia przy kartowaniu. Jedyne dobre odsłonięcie tej skały znajduje się u północnego brzegu węzła w łomie o 200 m ku ENE od wspomnianego dopiero co głównego rozwidlenia potoku Dulówka (gdzie na szkicu w tabl. I, fig. 1 zaznaczony jest upad tufu ku NEE). Widzimy tam (pl. IV) tufy ułożone warstwami, których ciągłość przerwana jest przez kuliste bloki zwietrzałego porfiru[3] o średnicy od kilku do kilkudziesięciu cm.

Zlepieniec myślachowicki znalazłem pod tufem w odkrywce w prawym brzegu potoku Dulówka o 370 m w górę od szosy. Są to otoczaki o średnicy 3-5 cm ciemnoszarych wapieni karbońskich i charakterystycznych wapieni z warstwami krzemienia, tkwiące w lepiszczu wapiennym tworzącym charakterystyczne nawarstwienia na luźno leżących otoczakach. Kilkudziesięciocentymetrowa wkładka iłu tufowego (porfirowego), nie zaznaczona na szkicu (tabl. I, fig. 1), ani na mapie (tabl. I, fig. 2), taka sama, jaka występuje w strukturze północnej (zob. niżej str. 28), przedziela ten zlepieniec w omawianej odkrywce na dwie części, z których każda widoczna jest w miąższości do 1 m bez określenia powierzchni spągowej i stropowej. Warstewką tą zaznaczony jest też niezbyt pewny kierunek upadu zlepieńca w tym miejscu — ku SE pod kątem ok. 15°. O 200 m dalej w górę potoku Dulówka prof. St. Zb. Różycki znalazł w czasie wspólnego zwiedzania terenu nowe stanowisko zlepieńca myślachowickiego w skarpie drogi, nad prawym brzegiem potoku, w postaci otoczaków wapienia z nawarstwieniem lepiszcza, tkwiących w zboczu pod korzeniami drzew. Mamy tu wychodnię spągowej granicy zlepieńca, gdyż zaraz dalej na północ tkwią w skarpie żwiry kwarcowe arkozy kwaczalskiej

---

[3] Prof. St. Zb. Różycki zwrócił mi uwagę, że są to bomby wulkaniczne i „lapilli".

w ilasto-piaszczystym lepiszczu i wypływa z nich z prawego zbocza doliny obfite źródło. Źródłem tym podkreślona jest obecność wychodni granicy stratygraficznej w tym miejscu. Widocznie zbiera ono wody ze żwirów kwaczalskich z prawego zbocza doliny i wylewa je do potoku tam, gdzie zbite lepiszcze zlepieńców myślachowickich, leżących na tych żwirach z upadem pd.-wschodnim, tworzy tamę dla wód podziemnych, spływających z prawej strony wzdłuż doliny.

Arkoza kwaczalska[4] składa się ze żwirów kwarcowych o średnicy 0,5-1 cm, tkwiących w gliniasto-piaszczystym lepiszczu, przetkanym dużą ilością drobniejszych 2-3 milimetrowych żwirków kwarcowych. W naszym węźle, jako najstarszy element, daje ona pola żwirowe na północnym zboczu wzgórza 339 oraz drobne zerwy żwirkowe nad prawym zboczem potoku dulowskiego, dalej od opisanych zlepieńców w górę doliny. W potoku, jak widzimy, kontaktuje ona ku południowi ze zlepieńcem myślachowickim. Natomiast na północnym zboczu wzgórza 339 arkoza styka się ku południowi bezpośrednio z polem zwietrzeliny tufowej.

W budowie węzła, obok prześledzonych już odsłonięć malmu, wychodnie wapienia muszlowego i tufów grają zasadniczą rolę, zarysowując na powierzchni jego złożoną strukturę. Tak więc zbrekcjowany wapień muszlowy południowego zbocza wzgórza 339, biegnąc naprzód ku wschodowi pomiędzy wychodniami malmu na południu i tufów na północy oraz, zapadając ku południowi pod kątem 40°, skręca następnie ku południowi. W tym kierunku przekracza on szosę pomiędzy malmem na zachodzie, zapadającym ku WSW pod kątem 40°, a retem na wschodzie, aby za nią zniknąć w piaskach czwartorzędowych. Na teren węzła powraca on o 450 m dalej ku ENE w południowej ostrodze wzgórza 366 w postaci pasa charakterystycznej zwietrzeliny, ciągnącego się ku NE i ograniczonego od NW zwietrzeliną tufową. Na granicy obu zwietrzelin prof. St. Zb. Różycki zauważył tu dodatkowo, w czasie wspólnego oglądania terenu, żółtą zwietrzelinę margli retu. Ten pas kamienistej zwietrzeliny wapienia muszlowego, biegnąc ku NE, dochodzi bocznie na linii wspomnianego już jarku do pasa zwietrzeliny białych wapieni malmu, przerywając się na sygnalizowanym już uskoku (por. wyżej str. 3); około samej linii granicznej w dnie jarku znajduje się odsłonięcie wapienia płytowego malmu.

Pomiędzy pasem wychodni wapienia muszlowego, który przeszedł za szosę w rejonie wzgórza 339, i jego pasem, który w południowej ostrodze wzgórza 366 powrócił jakby zza szosy, mamy, jak już wspomniano, na zachodzie ret przy szosie oraz tufy sypiące się z lewej skarpy niskiego tarasu nad potokiem Dulówka w odległości 120 m w górę od szosy. Jesz-

---

[4] Określeniem „arkoza kwaczalska" obejmuję zarówno właściwą arkozę, jak i piaskowce karniowickie (*6*, *7*).

cze o 150 m dalej w górę potoku spotykamy odosobnioną wychodnię zlepieńca myślachowickiego z upadem ku WNW pod kątem 35° (por. wyżej uwaga na str. 3). Przypuszczam, że oba pasy wapienia muszlowego łączą się pod czwartorzędem, na południe od szosy, łukiem wypukłym ku południowi tworząc osiową, szybko zanurzającą się ku SE partię hipotetycznego fałdu. Nazywam go fałdem „A". Jego zniknięcie pod czwartorzędem na południe od szosy tłumaczę intensywnym wyerodowaniem w tym miejscu przełomowej doliny przez obfity w wodę potok Dulówka, co mogło być również ułatwione silnym popękaniem wapienia muszlowego i wapieni malmu, spowodowanym poprzecznym ich wygięciem w przegubie osiowym fałdu, a ponadto podłużnym, wypukłym ku górze wygięciem tego przegubu w miejscu raptownego zanurzenia się osi fałdu ku południowi.

Wprost na południe od wzgórza 366 mamy znany już nam uskok zrzucający część wschodnią o ok. 150 m. W przedłużeniu ku NE przebiegu pasa wychodni wapienia muszlowego, przesuniętego za tym uskokiem ku N, po ok. 100-metrowej przerwie zaznacza się on znowu swoją charakterystyczną zwietrzeliną z blokami wapienia oraz charakterystycznym garbem na zboczu wzgórza. Wychodnie te zarysowują łuk wypukły ku wschodowi zamykając od tej strony skrajne wschodnie wystąpienia tufów w zwietrzelinie na pd.-wschodnim zboczu wzgórza 366. W obrębie północnej części tego łuku wychodni wapienia muszlowego znalazłem kilka leżących luźno bloków wapienia jamistego górnego retu. Całość tych zjawisk, a więc wysunięte ku wschodowi płaty „żużlowe" tufów na roli, otoczone od wschodu łukiem wychodni wapienia muszlowego ze strzępem retu pomiędzy nimi, dostosowują się dobrze ku wschodowi do zachodniej granicy wychodni wapienia płytowego malmu i do rozbieżnych upadów w łomach wschodniej części wzgórza. Razem daje to intersekcyjny obraz fałdu szybko wynurzającego się ku NW w obrębie wychodni jury (por. wyżej str. 3) i następnie zakręcającego ku zachodowi tam, gdzie w jego jądrze pojawiają się: wapień muszlowy, ret i tuf. Jest to południowa antyklina z dwu wymienionych wyżej sfałdowań malmu wschodniej części wzgórza. Nazywam ją fałdem „B". Zapewne właśnie w jego jądrze pojawia się dalej ku zachodowi wśród tufu drobne odsłonięcie zlepieńca myślachowickiego (kilka typowych otoczaków wapienia węglowego z przyrośniętym lepiszczem) w lewej skarpie jaru, rozcinającego pd.-zachodnie zbocze wzgórza 366 (tabl. I, fig. 2). Poza tym jądro fałdu „B" rozszerza się w tym kierunku do 300 m w powierzchniach „żużli" tufowych, tkwiących obficie w glebie tego zbocza i w ścianach wspomnianego jaru, aż do lewego brzegu czwartorzędowej doliny potoku Dulówka.

Na północ od fałdu „B" zwarty płat wapienia muszlowego, odsłonięty w małych łomach, tworzy szczytową partię wzgórza 366 (pl. II). Są to grube na 20-40 cm płyty szarego i gładkiego wapienia, lekko zrostkowe-

go, lokalnie zdolomityzowanego (na północnym zboczu). Trudno mi jest na podstawie litologii wyróżnić tu jakiś kompleks typowy. Być może jest to część dolnego wapienia muszlowego, leżąca pod dolnym wapieniem falistym. Upady w tej płycie skierowane są ku wschodowi, pod malm wschodniej części wzgórza. Wynoszą one od 10 do 15°. Zarysowuje się przy tym lekkie wklęsłe wgięcie warstw. Zaznacza się ono nie tyle w różnicach kierunku poszczególnych pomiarów, gdzie ma wpływ nierówna powierzchnia warstw, ile w ogólnym wrażeniu, które się odnosi patrząc ze szczytowej partii wzgórza na wychodnię jednej z ławic wapienia muszlowego, przebiegającej w NE części wspomnianego płatu wapienia muszlowego w odległości ok. 70 m ku ENE od koty 366. Jeżeli nawet nie mamy tu do czynienia z synkliną, jest to w każdym razie zachowana pokrywa triasowa płaskiej, przegubowej części dużego fałdu „skrzyniowego", którego nasz fałd „B" i zaraz niżej opisany element „C" byłyby tylko strefami krawędziowymi. Od zachodu płyta wapienia muszlowego jest otoczona przez wychodnie tufów. Możliwe jest, że od dołu jest ona nieco podcięta na kontakcie z tufami (może nawet aż do wytarcia retu), gdyż upady skierowane w niej ku wschodowi niezupełnie zgadzają się z intersekcyjnym, wydłużonym w kształcie półwyspu zarysem tego płata. Niejaką komplikacją jest również to, że we wschodnim przedłużeniu osi tej bardzo płaskiej wklęsłości wapienia muszlowego mamy w malmie wschodniej części wzgórza sfałdowanie antyklinalne, z dwu poprzednio opisanych północne, co prawda przy lekkim przesunięciu osi tej formy ku północy w stosunku do wgięcia wapienia muszlowego. Oś tej synkliny w obrębie malmu skręcałaby więc ku ESE, pomiędzy oba wspomniane fałdy.

Na północ od tego płata wapienia muszlowego, na północnym zboczu wzgórza wychodnie tufów znowu sięgają dalej ku wschodowi (o 100 m ku E od długości wzgórza 366). W tym kierunku tufy te wciskają się pasem szerokim ok. 40 m pomiędzy żwirowe wychodnie arkozy kwaczalskiej na północy i wydłużony wąski pas wychodni wapienia muszlowego na południu, zaznaczony drobnymi odkrywkami i starymi hałdami, ciągnący się ku ENE od północnego rogu płata wapienia muszlowego, tworzącego kulminację 366. Po zniknięciu ku wschodowi wychodni tufu ten pas wapienia muszlowego, doszedłszy do kontaktu ze żwirami arkozy na północy, ciągnie się jeszcze ku ENE na długości 150 m pomiędzy nimi i wychodniami malmu na południu. Wreszcie i on znika z powierzchni i dalej ku wschodowi mamy już tylko opisaną poprzednio linię niezgodnego kontaktu malmu od południa ze żwirami arkozy od północy. Przedstawione stosunki wskazują, że przebiega tu jeszcze jeden element antyklinalny — łuskowy element „C", graniczący od północy na dyslokacji podłużnej ze żwirami arkozy. Ku wschodowi przedłużałby się on w monoklinalne ułożenie malmu z zapadaniem ku SE w Charchołach zachodnich

i ostatecznie zlewałby się w tym kierunku z właściwym brzegiem rowu krzeszowickiego. Północne z dwu opisanych sfałdowań malmu, odsłonięte w łomach we wschodniej części wzgórza 366, tworzyłoby na tym elemencie wtórne nabrzmienie skrzydła.

Ku zachodowi tufowe jądro elementu „C" rozszerza się do 150 m łącząc się w tym kierunku z tufowym jądrem fałdu „B", gdy wapień muszlowy dzielący obie te formy wychodzi w powietrze.

Stosunki, jakie napotykamy w zachodniej ostrodze wzgórza 366, świadczą o tym, że wychodnie żwirów arkozy kwaczalskiej, ograniczając od północy równoleżnikowo nasz element „C", są oddzielone od niego dyslokacją o znaczeniu większym, niż zrozumiałe i możliwe w tych warunkach tektonicznych wyciśnięcie jednego ogniwa stratygraficznego — zlepieńca myślachowickiego. Widzimy tu naprzód przy północnej granicy wychodni tufów opisane wyżej ich odsłonięcie w łomie z bombą i „lapilli" (por. wyżej str. 5 i pl. IV) i z upadem ku ENE pod kątem 35°, a więc w każdym razie zgodnie ze wschodnim zanurzaniem się całego tego zespołu form tektonicznych. Pomiędzy ten tuf i żwiry arkozy wsuwa się wkład wapienia muszlowego soczewką zwietrzeliny szerokości ok. 100 m, w której środku widać sterczące na ścieżce ławice wapienia muszlowego typu gładkiego, nieco zrostkowego, o stromym upadzie ku południowi. Strzęp ten uważam za fragment północnego skrzydła elementu „C", zachowany na dyslokacyjnej granicy ze żwirami arkozy, które w ten sposób mają cechy kompleksu, obcego strukturalnie elementowi „C". Świadczy o tym także upad tufów ku ENE.

Od strony zachodniej wchodzą również pomiędzy wspomniany wapień i tuf rozsypane na roli żwiry kwarcowe. Z uwagi na tę ich pozycję można by je raczej uważać za żwiry niższej części pstrego piaskowca (por. wyżej str. 5). Ich miąższość jednak (przyjmując strome ustawienie jak przy wapieniu muszlowym omówionego strzępu) wydaje się być zbyt duża w stosunku do normalnej grubości nie przekraczającej 2 m. Może to być wywołane tylko sztucznym rozwleczeniem tych żwirów po roli.

Wychodnie tufów oraz wapienia muszlowego w rejonie zachodniej ostrogi wzgórza 366 kończą się ku zachodowi na lewym brzegu czwartorzędowej doliny potoku Dulówka.

Opisane szczegóły budowy węzła dulowskiego każą przypuszczać, że jest to potrójny fałd, zbudowany z serii sięgającej od arkozy kwaczalskiej w dole do malmu w górze. Trzy jego elementy zarysowują się na powierzchni wychodniami całej wymienionej serii (z wyjątkiem arkozy kwaczalskiej), przy lukach (wyciśnięciach) pomiędzy malmem i wapieniem muszlowym oraz pomiędzy wapieniem muszlowym i tufami. Są to fałdy „A" i „B" oraz element „C". Pierwszy skierowany jest ku SE i zanurza

się w tym kierunku. Drugi biegnie naprzód ku wschodowi, potem skręca ku SE i w tym kierunku się pochyla. Główna podłużna oś trzeciego biegnie zanurzając się ku wschodowi, gdy jego wtórne południowe sfałdowanie idzie ku ESE i w tymże kierunku jest pochylone, przy zarysowanej lekkiej niezgodności formy wapienia muszlowego w stosunku do malmu. Wszystkie te trzy elementy rozbiegają się i zapadają ekscentrycznie od wspólnej nasady fałdowej, zarysowanej w dolinie Dulówki przez wychodnie zlepieńca myślachowickiego. Zlepieniec ten zapada ku SE, jest podesłany od NW arkozą kwaczalską i nakryty tufem; tworzy on prawdopodobnie dalej ku SE osobne wypiętrzenie zaznaczone w dnie potoku zapadaniem zlepieńca ku WNW (por. wyżej uwaga str. 3 i 7). Nasada fałdowa jest otoczona od S i NE wychodniami tufów na północnym zboczu wzgórza 339 oraz na zachodnim zboczu wzgórza 366. Na północnym zboczu wzgórza 339 mamy przy tym wyciśnięcie zlepieńca myślachowickiego oraz bezpośredni kontakt tufów z arkozą kwaczalską. Podłużna oś antyklinalna nasady węzła dulowskiego biegnie, jak wynika z interpolacyjnej intersekcji (por. ze sobą fig. 1 i 2, tabl. I) ku SE zanurzając się w tym kierunku i jakby przedłużając się przede wszystkim w fałd „A" poza szosę. Dolina potoku Dulówka pomiędzy jej głównym rozwidleniem i szosą, zwłaszcza oglądana ze wzgórza 366 (pl. III), robi wrażenie przełomowej bramy potoku, przebijającego się ku SE poprzez peryklinalnie schodzące się tufy zasadniczej osiowej partii węzła dulowskiego, zanurzającej się w tymże kierunku. W drugą stronę, ku NW, w kierunku podnoszenia się tej głównej osi podłużnej, prawdopodobnie skrzydło północne omawianej ogólnej formy wyciska się biegnąc w przedłużeniu skomplikowanego północnego skrzydła elementu „C". Wskutek tego zaznaczone na powierzchni żwirami wychodnie arkozy kwaczalskiej osiowej partii węzła łączą się tam z zasięgiem takich samych żwirów struktury północnej.

Rozdzielający się na trzy części dulowski fałdowy węzeł strukturalny wydaje się wciskać ku północy w strukturę północną swoim północnym złuskowanym w tę stronę elementem „C". Ogranicza go od północy równoleżnikowa linia dyslokacyjna, podnosząca część północną. Biegnie ona od doliny Charchołów zachodnich ku zachodowi i jest przedłużeniem północnego brzegu rowu krzeszowickiego. Brzeg ów w ten sposób wygasa w omawianym rejonie razem z tą linią w powierzchniowym obrazie tam, gdzie wchodzi ona w obręb wychodni arkozy kwaczalskiej. W rzeczywistości brzeg rowu krzeszowickiego zlewa się prawdopodobnie z północnym ograniczeniem strukturalnym węzła dulowskiego i razem z tym ograniczeniem skręca ku NE. Nie widzę bowiem (zob. niżej str. 11-16), aby na odcinku pomiędzy Dulową i Młoszową jakakolwiek dyslokacja równoleżnikowa przecinała pd.-zachodnie skrzydło strefy brzeżnej.

Jest bardzo możliwe, że, obok dopiero co opisanej linii dyslokacyjnej, także druga, bardziej północna linia dyslokacyjna odgałęzia się od niej w jarze Charchoły zachodnie i biegnie w obrębie arkozy kwaczalskiej ku zachodowi z odchyleniem północnym. Wyznacza ją, moim zdaniem, naprzód bieg lewego bocznego odgałęzienia doliny „jarów dulowskich", wpadającego z kierunku ESE ku WNW do tej doliny na jej ostrym skręcie (zob. tabl. I, fig. 1 i 2). Następnie widzę jej wpływ w występowaniu obfitego źródła u podnóża lewego zbocza tej doliny zaraz poniżej wymienionego ostrego skrętu. Potem zdaje się ją naśladować kierunek 120-metrowego odcinka tejże doliny poniżej tego skrętu, dalej zaś śledzę ją, po porzuceniu wymienionej doliny, w pasie mokradeł i wycieków wody, idącym w dalszym przedłużeniu wyznaczonego kierunku WNW pomiędzy tą doliną i główną doliną Dulówki. Wreszcie ujawnia się ona, moim zdaniem, w dużym wstępującym źródle (pl. I, fot. 2) na przecięciu strefy mokradeł przez podnóże lewego zbocza głównej doliny Dulówki. Wydaje się bowiem, że właśnie linia dyslokacyjna pozwoliła tu na swoim przebiegu na zdecydowane wstępowanie wody w powszechnie prowadzącej wodę arkozie kwaczalskiej tworząc liczne źródła i wyznaczając kierunki odcinków dolinnych. Szłoby tędy również zachodnie przedłużenie północnego brzegu rowu krzeszowickiego, przechodząc ku zachodowi w ostateczne północne ograniczenie węzła dulowskiego.

2. *Monoklina dulowsko-młoszowska* (tabl. II, przekroje 6-11)

Na zachód od południka wzgórza 339 w Dulowej, jak przedstawiłem wyżej, pas żwirowy arkozy kwaczalskiej, wynurzającej się w węźle dulowskim na powierzchnię jako główne jądro fałdowe, zlewa się z powierzchnią żwirową arkozy, tworzącą odsłoniętą podstawę struktury północnej. Rozpoznawalną część strefy brzeżnej mamy tu więc tylko w monoklinie dulowsko-młoszowskiej. Biegnie ona ku NW i zapada ku SW będąc przedłużeniem południowego skrzydła węzła dulowskiego ze wzgórza 339.

Zaraz na zachód od wzgórza 339, w odległości 200-250 m, zdaje się przebiegać dyslokacja południkowa zrzucająca część zachodnią. Albowiem w WNW przedłużeniu wychodni wapienia muszlowego i tufów ze wzgórza 339 pojawia się tu, na następnym wzgórzu, płat kamienistej zwietrzeliny wapienia płytowego z perysfinktami znacząc przesunięcie wychodni malmu ku północy o ok. 225 m. Jest możliwe, że oprócz wapienia płytowego występują tu również podściełające go margle kordatowe, gdyż w roku 1937 widziałem w (nieistniejącym obecnie) łomie na północnym zboczu tego wzgórza margle szare z fauną amonitów, której wówczas nie umiałem oznaczyć, z upadem ku SSW pod kątem 70°. Północną granicą

tych wychodni na powierzchni jest spiaszczony less. Łagodny profil morfologiczny stoku dowodzi, że raczej od północy graniczy tu bezpośrednio z malmem arkoza kwaczalska (tabl. II, przekrój 6).

Dalej ku zachodowi, po przekroczeniu poprzecznej doliny bez nazwy, przecinającej szosę na jej skręcie wypukłym ku SSW, wychodnie malmu, zaznaczone kamienistą zwietrzeliną wapienia płytowego z perysfinktami i wapienia skalistego na czterech wzgórzach i licznymi drobnymi łomami, ciągną się ku NW jednolitym pasem w stronę Młoszowej tworząc południowe zbocze przebiegającej tu wyraźnej grzędy morfologicznej i zachodząc miejscami na jej kulminacje. Upady w tej serii wynoszą od 20 do 50° ku SW, rzadziej ku SSW. Zdaje mi się, że szczegółowym zdjęciem można by tu wydzielić wychodnie wapienia skalistego od płytowego, zwłaszcza w części NW na lewym zboczu doliny młoszowskiej, gdzie wapienie skaliste tworzą pd.-zachodnią część strefy malmu występując nad wapieniami płytowymi.

Na początkowym od SE około 500-metrowym odcinku opisywanego przebiegu wychodni malmu, począwszy od wymienionej doliny poprzecznej, są one od północnego wschodu ograniczone na powierzchni spiaszczonym lessem (tabl. I, fig. 2). Morfologia, rysując nieco bardziej stromy spadek od wzgórza malmskiego ku NE do łagodnie nachylonej powierzchni, wskazuje z jednej strony na kontakt malmu ku NE bezpośrednio z arkozą kwaczalską, a z drugiej strony — na przebieg tego kontaktu w formie intersekcji płaszczyzny, nachylonej ku SW, w kierunku zgodnym z upadem warstw malmu widocznym w łomach.

Po tym 500-metrowym odcinku na pn.-wschodnim brzegu wychodni malmu pojawia się wapień muszlowy w kamienistej zwietrzelinie i w łomach. Ciągnie się on stąd aż do doliny młoszowskiej dobrze zaznaczając intersekcyjny pn.-wschodni brzeg wychodni malmu. Intersekcja ta jest uwydatniona przez rzeźbę terenu, a mianowicie przez rozcięcie pd.-zachodnich zboczy owej grzędy morfologicznej czterema krótkimi poprzecznymi jarami, spadającymi ku szosie. I tak od szczytowej partii na wschodzie skartowana pn.-wschodnia granica wychodni malmu zbiega naprzód ku WNW w dół po zboczu do szczytu skrajnego wschodniego jaru. Potem, zrazu zakryta płatem piasku, podnosi się ona ku WNW na występ grzbietu, aby zaraz znowu spaść ku zachodowi, cofając się intersekcyjnie, do szczytu lewego odgałęzienia następnego jaru. Wzdłuż tego odgałęzienia biegnie następnie nasza granica ku WNW środkiem jaru. W miejscu jego rozwidlenia przechodzi ona ku NW na prawe zbocze jego prawej, głównej części. Jest tu ona chwilowo zakryta piaskiem, ale w każdym razie widać na zakrytej mapie geologicznej (tabl. I, fig. 2), że wychodnie malmu są tu przesunięte bardziej ku północy w stosunku do odcinka prostolinijnego przebiegu tej granicy pod dnem lewej części jaru.

Wskutek zakrycia piaskiem części lewego zbocza ostatniego w kierunku zachodnim. trzeciego jaru. nie jest znane miejsce, gdzie schodzi doń interesująca nas granica wychodni malmu. Charakterystyczne jest jednak, że na NW od tego jaru biegnie ona. dokładnie prześledzona, wspinając się znów intersekcyjnie na grzbietową partię wzgórza łukiem, który jest przedłużeniem łukowatego przebiegu tego jaru w górę poza jego głowę i potem dalej, cofając się nieco, w dół ku dolinie młoszowskiej. Jest to typowy przebieg intersekcyjny wychodni powierzchni pochylonej ku SW. Zdaje się, że kierunek trzeciego jaru, jak i bieg lewej odnogi środkowego jaru, zostały założone właśnie przy wykorzystaniu intersekcji powierzchni granicznej malmu i wapienia muszlowego.

Pochylenie tej powierzchni granicznej daje się wyliczyć z intersekcji w dwu miejscach, gdzie posiadamy ścisły zarys linii granicznej przecinający zbocze skośnie w stosunku do ogólnego biegu wychodni malmu (fig. 1). Otrzymujemy w ten sposób dla wspinania się granicy na grzędę w przedłużeniu szczytu lewego ramienia środkowego jaru pochylenie powierzchni granicznej pod kątem 30° ku SW (gradient 35 m na 60 m odległości), a dla łuku tej granicy, w przedłużeniu szczytu zachodniego jaru, pochylenie ku SW pod kątem 20° (gradient 10 m na 30 m odległości). Pochylenie to jest więc zasadniczo *mniejsze*, niż pochylenie warstw malmu, które przeważnie wynosi ok. 40°.

Wapień muszlowy, którego wychodniami ograniczony jest od NE pas występowania malmu, składa się z wapienia i dolomitu. Wapień ma typowy wygląd wapienia muszlowego, jest szary, zbity, lekko „zrostkowy“ lub zlepieńcowaty, o elementach z tego samego wapienia w kształcie wałków i placków. Dolomit jest czerwonawy, typu kruszconośnego. Całość utworów wapienia muszlowego zapada tu ku SW i WSW pod kątem 35-50°, wyjątkowo 20°. Na zachodzie, na zboczu doliny młoszowskiej, wychodnie dolomitu o dobrych odkrywkach we wcięciach alei parku młoszowskiego przebiegają pasem wyciągniętym ESE-WNW pomiędzy wychodniami malmu na SW (za doliną podłużną) i wychodniami wapienia muszlowego na NE, leżąc jakby zlekka niezgodnie na tym ostatnim, jeżeli sądzić po rozbieżności kierunków niektórych pomierzonych upadów w stosunku do granicy dolomit-wapień. Na środkowym odcinku, pomiędzy dwoma zachodnimi jarami oraz pomiędzy dwiema odnogami środkowego jaru, mamy tylko wapień kontaktujący (z małą przerwą) z malmem. Ku wschodowi pojawia się w glebie szczytowej partii grzędy zwietrzelina dolomitów, jakby bocznie kontaktując ku NW z wapieniem i zastępując go w zupełności w części niezasłoniętej gliną czwartorzędową. Prawdopodobnie mamy w tym rejonie do czynienia ze „zlepieńcowym“ poziomem dolnego wapienia muszlowego, występującym nad dolnym wapieniem falistym. Te bowiem wkładki zlepieńca „plackowatego“ z obfitymi okazami

typowej u nas dla tego poziomu *Lima striata (6)* występują w łomie na prawym brzegu lewego odgałęzienia środkowego jaru. Wapień przechodziłby tu nieregularnie „geochemicznie" w strop i bocznie w dolomit kruszconośny.

Ponieważ zarówno wapień muszlowy, jak i malm zapadają ku SW pod kątem przeważnie ok. 40°, oddzielająca zaś ich wychodnie powierzchnia pochylona jest w tymże kierunku pod kątem 20-30° (fig. 1), musi ona *podcinać* warstwy malmu od dołu i *ścinać* warstwy wapienia muszlowego od góry (tabl. II, przekroje 7-10). Wnioskuję więc, że nie jest to ani powierzchnia uskokowa zrzucająca malm w stosunku do wapienia muszlowego ku SW, ani powierzchnia nieciągłości wśród zgodnie nachylonej se-

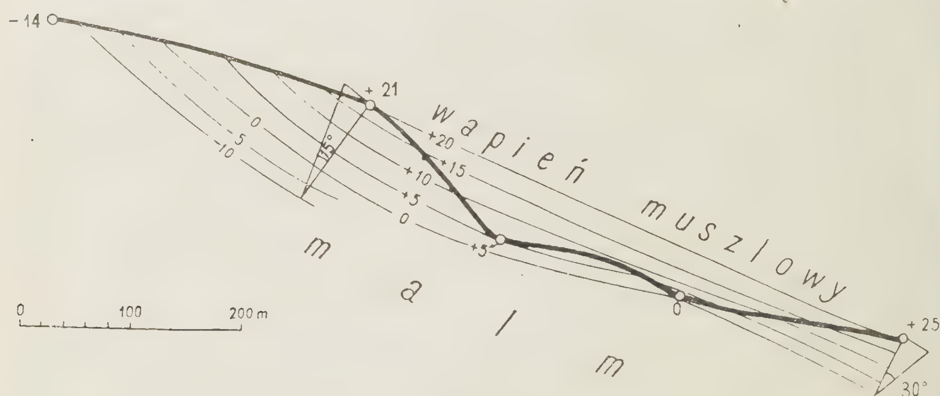


Fig. 1
Linia intersekcyjna dolnej granicy wychodni malmu koło Młoszowej według niwelacji klizimetrowej

rii opisywanej monokliny z tektonicznym wytarciem warstw brakujących pomiędzy tymi seriami, jak to mieliśmy w węźle dulowskim. Wydaje mi się, że przeciwnie, mamy tu do czynienia z *nasunięciem* warstw malmu ku NE na warstwy wapienia muszlowego po powierzchni ścinającej obie serie: pierwszą od dołu, drugą od góry.

W miejscu, gdzie u północnej granicy wychodni malmu naszej monokliny po raz pierwszy idąc od ESE natrafiamy na dolomit wapienia muszlowego, oddziela go od położonych bardziej na północ płatów żwirowych arkozy kwaczalskiej pas piaszczystej gliny lessowatej szerokości zrazu ponad 100 m, dalej zaś ku WNW — 25 m. Dopiero o 550 m ku WNW od pd.-wschodniego końca wychodni dolomitu pojawia się na roli północnych zboczy omawianej grzędy zwietrzelina tufu. Tworzy ona tu od razu szeroki pas, którego zewnętrzna granica wychodzi zaraz ku północy łukiem wypukłym ku E i biegnie dalej ku NW w odległości 250 m na NE od brzegu wychodni wapienia muszlowego. Północną granicę wychodni

tufów rysuje arkoza kwaczalska swoimi żwirowiskami tkwiącymi w roli. Zapewne tufy leżą tu pod wapieniem muszlowym i bezpośrednio nad arkozą kwaczalską uzupełniając w ten sposób skład stratygraficzny naszej monokliny.

Opisane wyżej stosunki trwają ku WNW aż do przełęczy, za którą znajduje się basen doliny młoszowskiej, a którą mamy w odległości ok. 550 m ku SE od tej doliny. Tu nagle pas tufowy w swej części nie przykrytej gliną czwartorzędową rozwidla się ku WNW na dwie odnogi: krótszą, ciągnącą się na odcinku ok. 60 m, północną, i dłuższą południową, która po przebiegu ok. 150 m gubi się pod czwartorzędem. Spomiędzy tych odnóg tufowych, na zboczu spadającym ku dolinie młoszowskiej, a więc prawdopodobnie spod tufu, pojawia się zlepieniec myślachowicki w swojej charakterystycznej zwietrzelinie kamienistej, utworzonej z otoczaków z resztkami lepiszcza, i w szeregu drobnych skałek, występujących przy ścieżce spadającej ku WNW do Młoszowej, w których zmierzyłem w zlepieńcu upady ku SSW i SW pod kątem 45°. Na ogólnym kierunku tego upadu, przy dolnym odcinku wspomnianej ścieżki, zwietrzelina zlepieńca zmienia się w tufową, dobrze znacząc zanurzenie się zlepieńca pod tuf. Pod lessem i piaskiem, na południe od pasa wychodni zlepieńca, te strzępy tufów, pokrywające zlepieniec przy dolnej części ścieżki,, łączą się z opisaną poprzednio południową odnogą pasa tufowego z przełęczy. Wskazuje na to osobny płat zwietrzeliny tufowej, występujący wśród pokrywy czwartorzędowej (tabl. I, fig. 2). W ten sposób skład stratygraficzny monokliny uzupełnił się zlepieńcem myślachowickim, który wciska się tu pomiędzy tuf u góry i arkozę kwaczalską u dołu zapewne niegrubą płytą, gdyż w środku tego szerokiego na 150-200 m pasa wychodni zlepieńca, zaraz poniżej przełęczy, prześwieca na roli pomiędzy jego zwietrzeliną płat żwirowy, chyba z arkozy. Żwiry kwarcowe widać także hipsometrycznie niżej od naszego pasa zlepieńcowego w zboczach i ścianach jarów rozgałęzionej lewobocznej dolinki, spadającej do doliny młoszowskiej ku SSW od koty 405. Tu więc, na lewym zboczu doliny młoszowskiej, mamy najbardziej pełny profil stratygraficzny naszej monokliny (tabl. II, przekrój 9 i 10). Stosunki upadu i intersekcji pomiędzy zlepieńcem i arkozą oraz między zlepieńcem i tufem przypominają na tym odcinku to samo, co wyżej stwierdziłem dla kontaktu malm-wapień muszlowy w tej strefie, a mianowicie intersekcja płaszczyzn kontaktowych jest bardziej łagodna, niż pomierzone 45-stopniowe upady w zlepieńcu. Pomiarów upadu dokonano tu jednak zbyt mało, z drugiej zaś strony linii intersekcji płaszczyzny kontaktu nie można tak dokładnie prześledzić, aby i tu można było wysnuwać odpowiednie wnioski tektoniczne.

U wylotu wspomnianej lewobocznej rozgałęzionej odnogi doliny młoszowskiej, na jej prawym klinie znajduje się odsłonięcie zlepieńca my-

ślachowickiego w przedłużeniu opisanego wyżej płata jego wychodni, i to wciąż w położeniu, które odpowiada stropowi żwirów kwaczalskich odsłoniętych wyżej w tej dolince, jeżeli przyjąć ich zapadanie ku SW. Zlepieniec ten znaczy miejsce zakręcania ku NNW biegu płyty zlepieńcowej naszej monokliny. Zaraz bowiem za tym klinem, w górę doliny młoszowskiej, wzdłuż jej lewego zbocza na odcinku 450 m. ciągną się ku NNW odkrywki tego zlepieńca i jego duże odsłonięcia w kamieniołomie, gdzie w środku mamy poziome ułożenie warstw, na dwóch zaś końcach tego pasa wychodni, południowym i północnym, zmierzyłem upady pod kątem 15°, skierowane ku SW.

W następnym, lewym odgałęzieniu doliny młoszowskiej w jego górnej części, na ok. 200 m ku SW od koty 405, znajdują się żwiry kwarcowe arkozy w sytuacji odpowiadającej jej normalnemu położeniu stratygraficznemu pod schodowo załamaną płytą zlepieńca, odsłoniętą w lewym zboczu głównej doliny młoszowskiej, jeżeli przyjąć i dla arkozy upad pd.-zachodni (tabl. II, przekrój 11).

Zlepieniec myślachowicki NNW zakończenia monokliny dulowsko-młoszowskiej, odsłonięty na lewym zboczu doliny młoszowskiej, ciągnie się jeszcze na długości 400 m ku NNW przeszedłszy na prawą stronę tej doliny. Tam bowiem widać go w dolnej części prawobocznego jarku, gdzie od zachodu, występując w poziomie hipsometrycznie wyższym, sąsiadują z nim żwiry arkozy kwaczalskiej. Zapewne oddziela je od zlepieńca jakaś dyslokacja, lecz w każdym razie nie dyslokacja Młoszowa-Karniowice (p. niżej s. 22).

Ciekawe jest, że w całej serii stratygraficznej opisywanej monokliny tylko zlepieńce myślachowickie zaznaczają zmianą biegu ten skręt ku NNW w górę doliny młoszowskiej. Tufów w ich stropie nie widać, wapień zaś muszlowy ciągnie się dalej z poprzednim biegiem ku WNW przekraczając dolinę młoszowską i występując poza nią w osobnej skałce, która sterczy w obrębie wysokiego stożka napływowego. Wapień ten ma bieg o 25° mniej zbliżony do północnego, niż opisane wyżej odkrywki zlepieńca myślachowickiego w łomach lewego zbocza doliny (310° zamiast 335°).

Uważam, że opisaną dopiero co monoklinę dulowsko-młoszowską z jej komplikacjami tektonicznymi w formie wyciśnięć, nasunięć i zmianą biegu w dolinie młoszowskiej uważać należy za południowe skrzydło sfałdowanej strefy brzeżnej. Jądro antyklinalne tej strefy tworzy przyległy do monokliny od NE pas wychodni żwirów arkozy kwaczalskiej, wynurzających się ku NW w osiowej partii węzła dulowskiego, ciągnący się ku WNW. Albowiem w odgałęzieniu górnym, lewym z dwu odgałęzień lewego ramienia znanego już nam zdwojonego bocznego rozwidlenia doliny młoszowskiej, na 325 i 375 m na południe od koty 405, znalazłem odkrywki tufów, występujące kolejno na dwu kilkumetrowych odcinkach.

wśród żwirów kwaczalskich. Mogą to być dwa synklinalne fragmenty tufów wciśnięte w arkozę, które odpowiadałyby znów dwu podłużnym dyslokacjom północnego skrzydła opisywanej strefy (tabl. II, przekrój 10): linii południowej, ograniczającej na północnym zboczu wzgórza 366 właściwy węzeł dulowski od północy (tzn. wychodnie tufu i wapienia muszlowego) od żwirów arkozy, oraz linii północnej, wyznaczonej opisaną dulowską strefą silnych źródeł i mokradeł już w obrębie wychodni arkozy kwaczalskiej (por. wyżej str. 11). Na całym pozostałym odcinku pomiędzy węzłem dulowskim i Młoszową ten pas żwirowy zlewałby się z odsłonięciami żwirów podstawy struktury północnej, widocznej na powierzchni.

Jeżeli owymi dwiema odkrywkami tufu żwirów arkozy zaznaczone jest rzeczywiście północne skrzydło strefy brzeżnej, to schodzi się tu ono z wychodniami skręcającego ku NNW kompleksu zlepieńca myślachowickiego południowego skrzydła tej strefy. Oś strefy najwidoczniej więc zanurza się szybko ku WNW w stronę doliny młoszowskiej skręcając ku NW lub NNW, przed pojawieniem się dalej ku WNW bardzo skomplikowanego tektonicznie następnego odcinka tej strefy, ciągnącego się ku szosie Trzebinia-Olkusz i poza nią [5].

STRUKTURA PÓŁNOCNA

(fig. 2 w tekście i tabl. I, II)

Uwagi ogólne

Struktura ta, słabo zaburzona, składa się na opisywanym terenie z dwu płyt: myślachowickiej na zachodzie i karniowickiej na wschodzie, oraz ze zrębu [6] Piarczykowej Góry, oddzielonego od pierwszej z nich dyslokacją Młoszowa-Karniowice. Pierwsza płyta zapada na ogół ku NE, druga i zrąb — ku NNE, dając wspólnie obraz koncentrycznego obniżania się całości struktury ku NNE. Zrąb Piarczykowej Góry znajduje się w położeniu wysokim, częściowo jakby zachowany w klinie pomiędzy obiema płytami. Od strefy brzeżnej całość struktury północnej ograniczona jest wzmiankowaną wyżej nieciągłością tektoniczną, wzdłuż której strefa brzeżna wciska się w kompleks północny. Nieciągłość ta jest dobrze wy-

---

[5] W 1937 r. skartowałem szczegółowym zdjęciem powierzchniowym cały odcinek strefy brzeżnej pomiędzy doliną młoszowską i szosą Trzebinia—Olkusz, gdzie zaznaczają się dwa skomplikowane sfałdowania, złuskowane i zdyslokowane. Zdjęcie to wymaga jeszcze jednak szczegółowej reambulacji przed jego opublikowaniem. Nie mogąc jej na razie przeprowadzić pominąłem ów obszar na tabl. I, fig. 1. Tylko fragmentem pn.-wschodniego skrzydła, bardziej pn.-wschodniego z tych dwu fałdów, są zaznaczone na tym szkicu wychodnie malmu pod Boznową Górą (por. niżej str. 22 i tabl. II, przekrój 14).

[6] Używam tu wyrażenia „zrąb“ zamiast „horst“ w ślad za St. Dżułyńskim *(1)*.

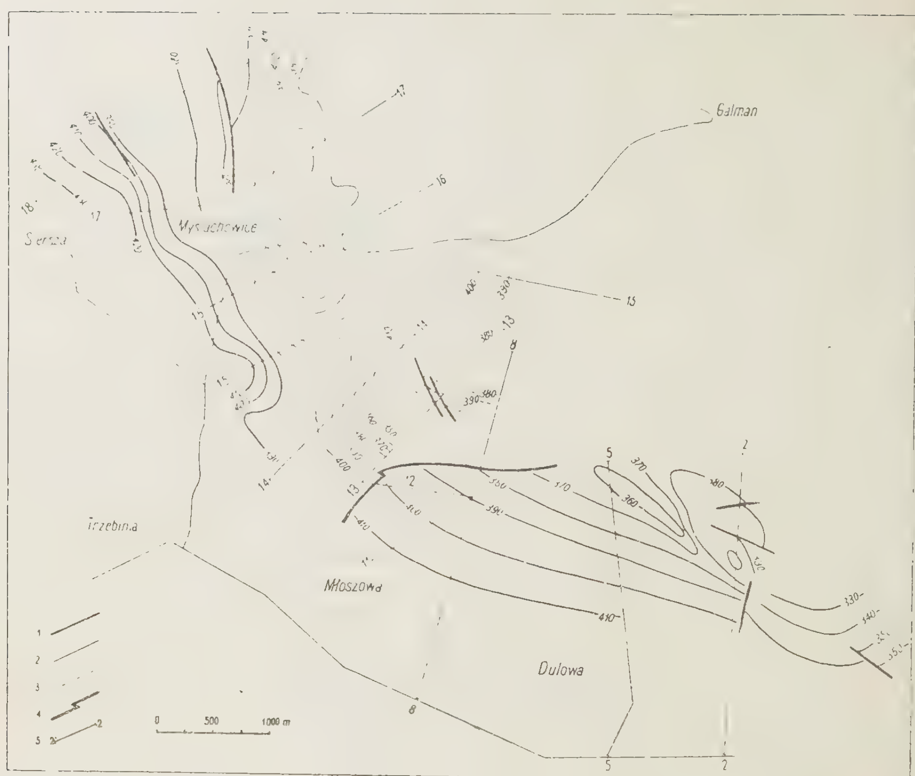


Fig. 2
Szkic budowy struktury północnej
1 izohipsy spągu zlepieńca myślachowickiego co 10 m; *2* izohipsy spągu tufów co 10 m; *3* izohipsy pstrego piaskowca co 10 m; *4* wychodnie dyslokacji; *5* przekroje (z tabl. II)

rażona na północnej granicy węzła dulowskiego, słabiej zaś w Młoszowej. Przypuszczam, że przebiega ona również na odcinku łączącym oba wymienione rejony.

1. *Płyta myślachowicka* (tabl. II, przekroje 13-18)

Podstawę tej formy, na opisywanym terenie nie odsłoniętą, tworzy karbon łękowy Sierszy z warstwami przewodnimi (tabl. I, fig. 1). Warstwy te pod nadkładem Myślachowic oraz gór Ostrej, Czerwonej i Boznowej zapadają ku SSW pod kątem ok. 10°. Są one ścięte na swoich podziemnych wychodniach powierzchnią erozyjną, pochyloną w poprzecznym profilu wyrobisk Sierszy ku NNE pod kątem 7°, z typowym obrazem erozyjnego wyżarcia warstw przewodnich, widocznym na dokładnych planach górniczych. Zgodnie z tą powierzchnią nieciągłości, niezgodnie zaś

Fig. 1

SZKIC GEOLOGICZNY NADKŁADU POMIĘDZY DULOWĄ I SIERSZĄ

Piętro karniowickie, stefan: *1* arkoza kwaczalska, *2* wapień karniowicki; czerwony spągowiec: *3* zlepieniec myślachowicki, *3a* wkładka iłu tufowego, *3b* zlepieniec wapienno-kwarcowy, *4* rumosz zlepieńca myślachowickiego, *5* tuf porfirowy — Pstry piaskowiec: *6* żwiry kwarcowe, *7* margle myophoriowe, *8* wapień jamisty — Wapień muszlowy: *9* wapień krynoidowy, *10* wapień falisty, *11* wapień (w ogóle), *12* dolomit kruszconośny — Dogger: *13* baton i kelowej — Malm: *14* oksford i raurak — Czwartorzęd: *15* piaski i rumosze „pustyni płockiej" — *16* źródła predysponowane tektoniką (*x* — źródło przedstawione na pl. I, fot. 2) — *17* mokradła predysponowane tektoniką — *18* dyslokacje, zluźnienia i nasunięcia — *19* wgłębna struktura karbonu przedstefańskiego, według Żukowskiego (p. literatura *14*): a) wychodnie horyzontów przewodnich na powierzchnię poasturyjską, b) dyslokacje — *20* bieg i upad warstw — *21* linie przekrojów — *22* hałdy Sierszy — *23* a) obszar przedstawiony na fig. 7 (w tekście), b) obszar przedstawiony na fig. 8 (w tekście) — *24* ważniejsze wiercenia

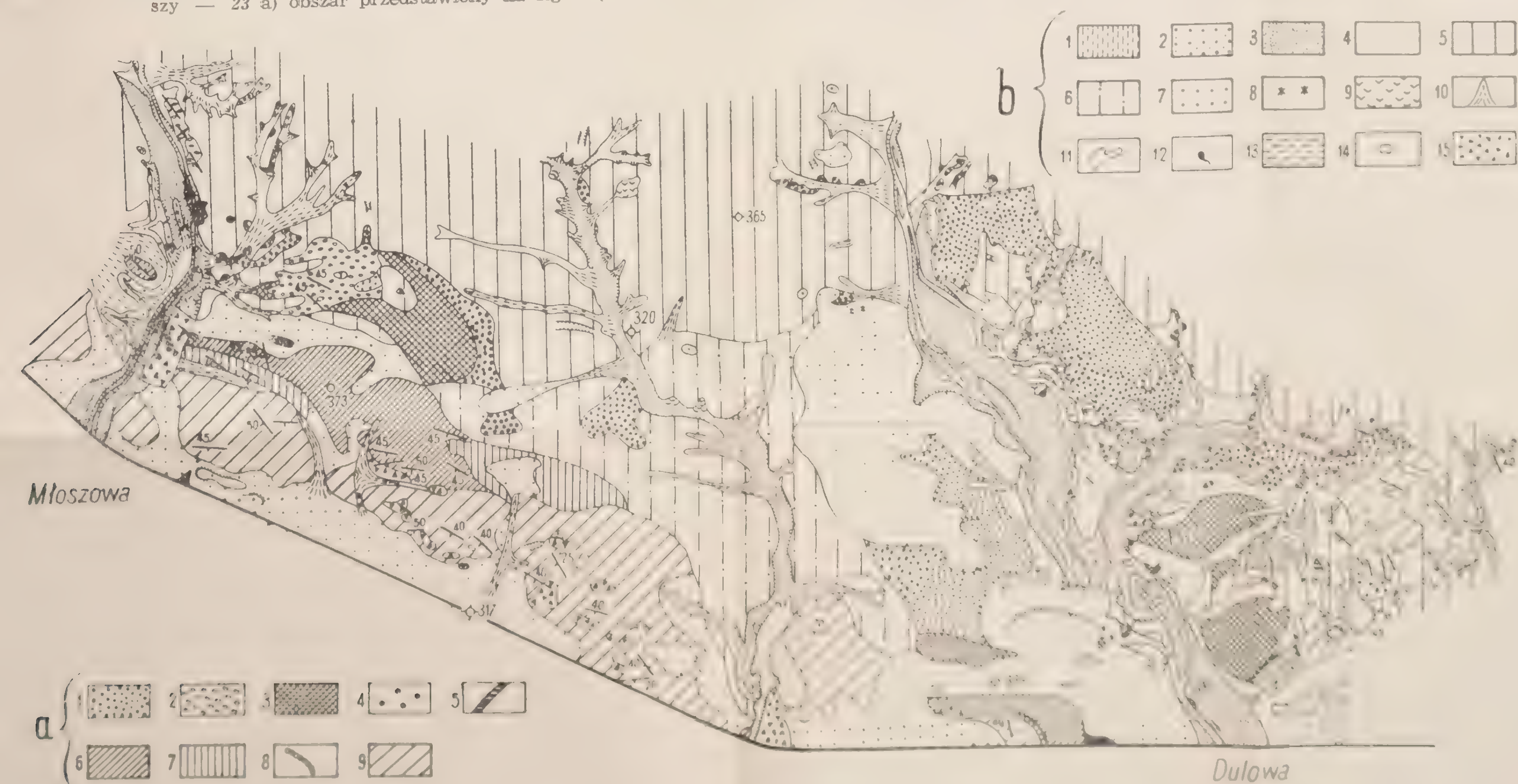


Fig. 2

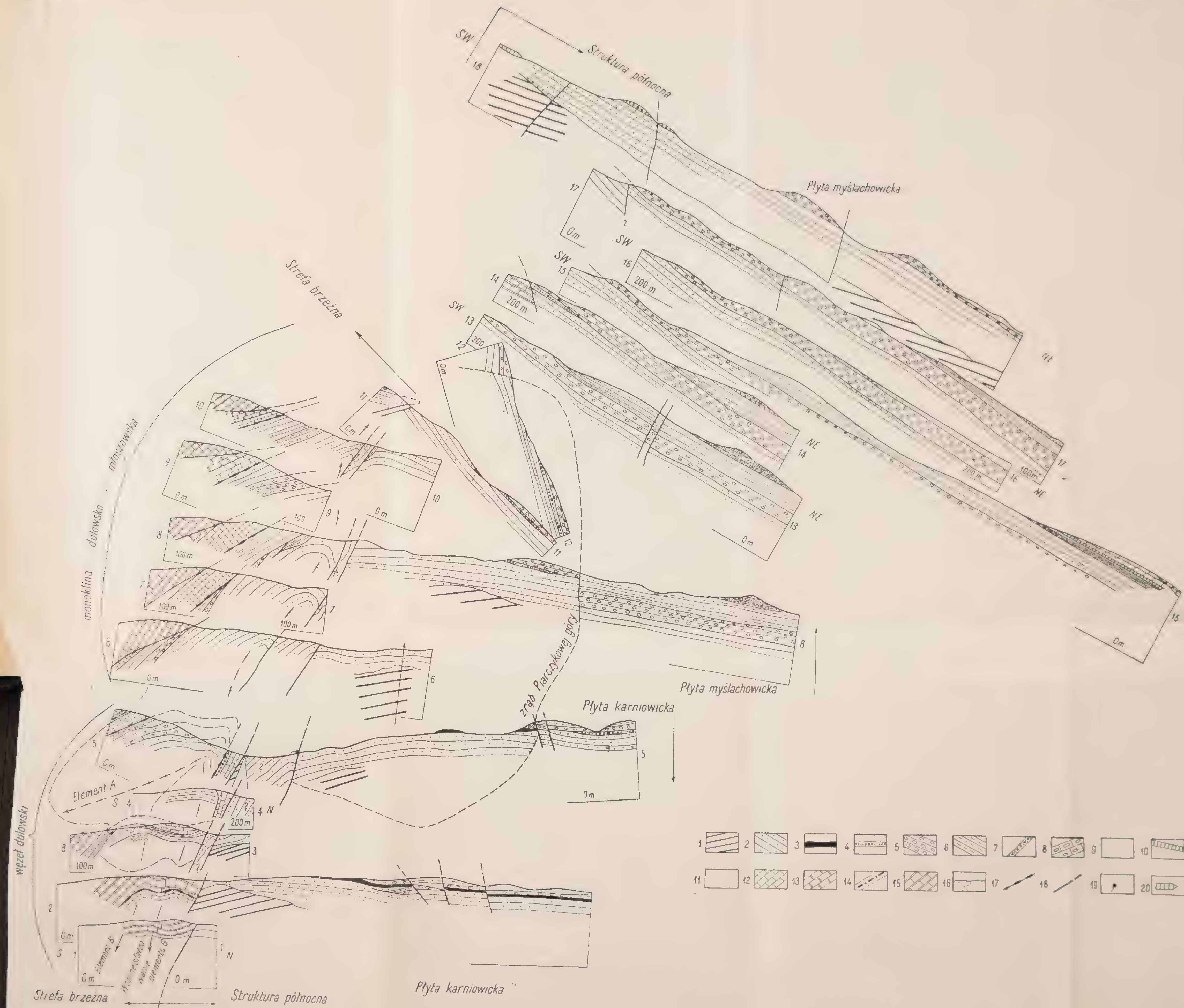
ZDJĘCIE GEOLOGICZNE STREFY BRZEŻNEJ POMIĘDZY DULOWĄ I SIERSZĄ

a UTWORY STREFY BRZEŻNEJ

Piętro karniowickie, stefan: *1* arkoza kwaczalska; czerwony spągowiec: *2* zlepieniec myślachowicki, *3* tuf porfirowy — Pstry piaskowiec: *4* żwiry, *5* wapienie jamiste i margle retu — Wapień muszlowy: *6* wapień, *7* dolomit kruszconośny — Dogger: *8* baton i kelowej — Malm: *9* oksford i raurak

b UTWORY ZAKRYWAJĄCE

Tarasy lokalne: *1* taras najwyższy, częściowo erozyjny na arkozie, *2* żwirowe piaski wydmowe na tarasie najwyższym, *3* taras średni gliniasty (4 m), *4* taras najniższy gliniasty (2 m), *5* less, *6* less spiaszczony, *7* piasek fluwioglacjalny, [illegible] *9* rumosze, *10* stożki, *11* jary, *12* źródła (*x* — źródło przedstawione na pl. I, fot. 2), *13* mokradła, *14* szybiki w Dulowej, *15* nasypy i hałdy



ZESTAWIENIE PRZEKROJÓW GEOLOGICZNYCH NADKŁADU POMIĘDZY DULOWĄ I SIERSZĄ

1 Karbon produktywny ścięty powierzchnią erozyjną — Piętro karniowickie, stefan: *2* arkoza kwaczalska, *3* wapień karniowicki; czerwony spągowiec: *4* wkładka zlepieńca wapienno-kwarcowego w spągu zlepieńca myślachowickiego, *5* zlepieniec myślachowicki, *6* tuf porfirowy — Pstry piaskowiec: *7* żwiry retu, *8* margle myophoriowe, *9* wapień jamisty — Wapień muszlowy: *10* wapień krynoidowy, *11* wapień falisty, *12* wapień (w ogóle), *13* dolomit kruszconośny — Dogger: *14* baton i kelowej — Malm: *15* oksford i raurak — Czwartorzęd: *16* piaski „pustyni płockiej" — *17* powierzchnie zluźnień — *18* dyslokacje — *19* źródło wstępujące (przekrój 5) — *20* hałdy Sierszy

w stosunku do produktywnego karbonu leży cały stefańsko-triasowy nadkład, tworzący właśnie płytę myślachowicką pochyloną ku NE. Są to, od dołu ku górze:

Powierzchnia erozyjna w spągu piętra karniowickiego — stefan *(5, 7)*: a) żwiry i piaski z araukariami arkozy kwaczalskiej ok. 200 m, leżące na nierównej powierzchni erozyjnej; czerwony spągowiec: b) zlepieniec myślachowicki 60-100 m, którego dolne 25 m na skrajnym zachodzie zastąpione są przez zlepieniec wapienno-kwarcowy, nie mniej ostro odcinający się od arkozy kwaczalskiej w spągu, niż zlepieniec myślachowicki „normalny" o elementach wyłącznie wapiennych; c) tufy porfirowe 70-100 m.

Przerwa stratygraficzna w stropie piętra karniowickiego *(7)* — pstry piaskowiec: d) ił żółtawo-różowy z kwarcami — 1,30 m [7]; e) margle żółte retu z *Myophoria costata* — 20 m; f) wapień jamisty retu — 3 m; wapień muszlowy: g) dolna część dolnego wapienia muszlowego: warstwy gogolińskie *(6)* 30 m, w tym na 6-9 m od dołu przewodni dolny wapień falisty (pod nim wapień płytowy z krynoidami i *Gervillia socialis)*, nad nim wapień zlepieńcowy z *Lima striata*.

Dolna granica dolomityzacji: h) dolomit kruszconośny (tylko najniższa część wchodzi w obręb mego zdjęcia, tabl. I, fig. 1).

Dzisiejsza powierzchnia morfologiczna płyty myślachowickiej w rejonie wsi Myślachowice, pochylona ku NE na ogół pod kątem ok. 3°, z rozsianymi na niej na zlepieńcu myślachowickim płatami tufów, wydaje się być powierzchnią strukturalną granicy zlepieniec-tuf, zapadającą w tym samym kierunku i pod tym samym kątem. Granica ta jest zapewne niejednolita sedymentacyjnie, co by się odbijało właśnie w licznych odosobnionych płatach tufów i w krętym przebiegu zwartego konturu wychodni tufu. Niemniej jednak w obrazie tej powierzchni i w przebiegu innych

---

[7] Warstwa ta, odpowiadająca środkowej części pstrego piaskowca lub dolnej części retu, została w północnych wzgórzach krakowskich wydzielona po raz pierwszy przeze mnie w 1937 r. zdjęciem geologicznym w okolicy Owczarni (tabl. I, fig. 1). Potem przebiłem ją wierceniem ręcznym, wykonanym w punkcie 413 na W od Owczarni. Znalazłem tam od góry: 0-50 cm żółte margle retu, 50-120 cm żółto-różowy ił z kwarcami do 7 mm średnicy, 120-130 cm ił j. w. bez kwarców, 130-140 cm ił j. w. z kwarcami o średnicy 3 mm, 140-150 cm ił j. w. bardzo piaszczysty bez kwarców, 150-170 cm ił j. w. bardzo tłusty bez kwarców, 170-180 cm ił jak na początku z kwarcami do 7 mm średnicy, 180-200 cm tuf porfirowy. Obok w innym wierceniu ręcznym w tymże ile ze żwirami w głęb. 30 cm pod marglami retu znalazłem kawałek kości (kręgu?). Ił ten mógłby być odpowiednikiem czerwonych iłów ze żwirami St. Zarręcznego z południowych wzgórz chrzanowskich, gdzie również podściela on margle retu *(13)*. St. Siedlecki znalazł w międzyczasie analogiczne utwory w innych miejscach i opublikował swoje wnioski *(7)*, z którymi moje są zgodne. W 1951 r. znalazłem w rdzeniach jednego z wierceń, przebijających piętro karniowickie, 7 cm piaskowca kwarcowego gruboziarnistego, o ziarnie 1-3 mm (fig. 3), między marglami retu w stropie i tufem w spągu.

Fig. 3
Rdzenie jednego z wierceń
przebijających spąg retu w okolicy Filipowic

margle żółte, miejscami dolomityczne →

piaskowiec o ziarnach kwarcu 1–3 mm, tkwiących w żółtym spoiwie →

tuf porfirowy różowy (odbarwiony) z białymi plamami w luźnych kawałkach →

tuf porfirowy czerwony z białymi plamami (1 cm) →



granic można stwierdzić pewne prawidłowości, związane z wtórnym zaangażowaniem tektonicznym owej płyty.

Na fig. 2 naniesiono izohipsy spągu zlepieńca myślachowickiego, tufów i piaskowca pstrego, otrzymane z intersekcji dokładnie skartowanych granic tych kompleksów (p. wyżej str. 14).

Mamy tam także naniesione dyslokacje płyty myślachowickiej, widoczne wyraźnie w terenie z nieciągłości kartograficznych. W rezultacie, poza wtórnymi ondulacjami dotyczącymi wyłącznie granicy zlepieniec-tuf i będącymi zapewne wynikiem pierwotnej nierównej sedymentacji, widzimy tu wyraźnie wtórne struktury tektoniczne wyrażające się w zaburzeniach dwu lub wszystkich trzech powierzchni granicznych.

I tak w NW części płyty mamy naprzód u jej dzisiejszej pd.-zachodniej krawędzi, na zachodnim zboczu Ostrej Góry i na wschodnim zboczu Kamiennej Góry, fleksuralne przestromienie upadu spągu zlepieńca myślachowickiego z normalnego 3° na 8-10° ku NE. Fleksura ta (może połączona z uskokiem?) biegnie w kierunku SSE-NNW, prawie ku północy. Dalej ku NE, o ok. 1300 m od krawędzi płyty wzdłuż wschodniego zbocza koty 419 musi przebiegać dyslokacja o biegu NNW. Arkoza kwaczalska bowiem (żwiry) jest u szczytu doliny, towarzyszącej od wschodu temu wzgórzu i na zachodnim zboczu następnego ku wschodowi wzgórza z kotą 406, podniesiona o ok. 20 m w stosunku do tamtego zbocza, przyjmując zaś pochylenie płyty ku NE — pewnie o 30 m na samej dyslokacji. W południowym przedłużeniu tej linii izohipsy spągu tufu układają się w obraz antykliny o biegu SE, zanurzającej się szybko w swej osi ku SE i zanikającej po przejściu gościńca Myślachowice—Galman, w odległości ok. 500 m ku SE od niego. Biorąc jednocześnie pod uwagę oba opisane poprzednio zjawiska (dyslokację i antyklinę) mielibyśmy tu do czynienia z jedną, podłużną, wijącą się, płaską formą antyklinalną o 25-metrowej amplitudzie strukturalnej, biegnącą na odcinku długości ok. 2 500 m od Kozibrodu na północy ku S i potem ku SE, aż poza gościniec Myślachowice—Galman. Forma ta jest na zachodnim zboczu koty 419 w swym zachodnim skrzydle obcięta podłużną dyslokacją, zrzucającą część zachodnią o ok. 30 m.

W pd.-wschodniej części płyty myślachowickiej nie widać opisanych wyżej podłużnych wtórnych form tektonicznych. Zaznacza się tam natomiast poprzeczne sfałdowanie antyklinalne, zanurzające się ku NE, idące od Czerwonej Góry w kierunku na Galman (antyklina Czerwonej Góry) o deniwelacjach strukturalnych 25-30 m. Zaznaczone jest ono wszystkimi trzema grupami izohips z tym, że w spągu pstrego piaskowca nie widać pn.-zachodniego skrzydła tej formy. Synklina ograniczająca tę antyklinę od NW jest szczególnie dobrze widoczna w izohipsach spągu tufu, synklina zaś pd.-wschodnia — w izohipsach spągu pstrego piaskowca Owczarni. Na SE od tej antykliny, w miejscu, gdzie pd.-wschodnie skrzydło ogranicza-

jącej ją z tej strony triasowej synkliny Owczarni jest rozcięte podwójn dyslokacją o biegu NW-SE, uskok ten daje się dobrze skartować na prze biegu granic tuf-ret i na wychodniach żwirów pstrego piaskowca (tabl. fig. 1). Zrzuca on część pn.-wschodnią o 15 m.

Charakterystycznym w tektonice płyty myślachowickiej jest prz jej ogólnym zapadzie ku ENE: a) zgodny przebieg dyslokacji usko kowych i fleksurowych podłużnych do biegu płyty z tym, że zakre ślają one łagodny łuk wklęsły ku NE; b) niezgodny przebieg obu wtór nych płaskich antyklin, prostopadłych do siebie, z wygaśnięciem pn. zachodniej formy podłużnej w miejscu, gdzie natrafia ona na południo wym wschodzie na formę poprzeczną.

Wreszcie bardzo interesującym jest w pd.-zachodniej krawędzi pły ty myślachowickiej pod Boznową Górą zapadanie malmu strefy brzeżne (por. wyżej uwaga str. 17) ku NW pod kątem 45° jakby *pod* arkozę płyt (tabl. II, przekrój 14). Wygląda to, że płyta myślachowicka jest tu *nasu nięta* na strefę brzeżną.

2. *Dyslokacja Młoszowa-Karniowice* (tabl. II, przekroje 8, 11, 12)

Linia tektoniczna, ograniczająca płytę myślachowicką od południa zaczyna się na analizowanym terenie na zachodzie w odległości 1100 m prostopadle ku NNE od szosy w Młoszowej i o 250 m w prawo ku NW od osi doliny młoszowskiej. Jest ona tu przedłużeniem dyslokacji prześle dzonej przeze mnie od tego miejsca ku SSW na odcinku 1 km w obrębi pn.-zachodniego przedłużenia strefy brzeżnej. Mapy tego terenu nie przed stawiam przed jej zreambulowaniem (por. wyżej uwaga na str. 17). Tan nieciągłość ta tnie skośnie strefę brzeżną podnosząc jej część południową we wskazanym zaś wyżej punkcie wchodzi ona w obręb struktury pół nocnej zachowując ten sam charakter. Widać z tego, że dyslokacja ta jes późniejsza, niż komplikacje tektoniczne strefy brzeżnej i niż tektoniczny kontakt strefy brzeżnej ze strukturą północną.

We wskazanym wyżej punkcie, na północ i zachód od wypukłej ku SSE linii dyslokacyjnej, mamy w kamiennej zwietrzelinie wzgórza tylko otoczaki wapienne z nawarstwieniem lepiszcza. Jest to eluwium zlepieńca myślachowickiego w pd.-wschodnim przedłużeniu płaskowyżu zlepieńcowego Boznowej Góry, gdzie widać go w łomach i odkrywkach, jako krawędziową część płyty myślachowickiej. Natomiast na południe i wschód od tej linii mamy na roli i we wcięciach ścieżek wyłącznie żwiry kwarcowe, łączące się ku SE poprzez dolinę młoszowską ze strefą odsłonięć żwirów arkozy kwaczalskiej, które tworzą wychodnie podstawowego kompleksu zrębu Piarczykowej Góry (por. niżej str. 37, 38). W żwiry te wchodzi klinem ku NNW zakończenie kompleksu zlepieńca myślachowickiego monokliny dulowsko-młoszowskiej (por. wyżej str. 16).

Od wskazanego punktu linia dyslokacyjna, skręciwszy z kierunku równoleżnikowego ku NE, biegnie tak dalej na odcinku 750-metrowym przecinając przy tym dolinę młoszowską zaraz powyżej miejsca zaznaczonego przez występowanie źródła w dolinie [8]. Linia ta, sądząc po wychodniach zlepieńca myślachowickiego i arkozy, jest tu cofnięta zygzakowato ku zachodowi o 70 m będąc prawdopodobnie przerzuconą przez inną dyslokację. Naprzeciw tego miejsca wpada z lewej strony do doliny młoszowskiej rozgałęziony jar, schodzący od przełęczy, która ogranicza na północy Piarczykową Górę. Dnem dolnej części tego jaru linia dyslokacyjna biegnie ku NE aż do ok. 100 m poniżej jego potrójnego rozwidlenia. Na całej tej długości na SE od linii dyslokacyjnej mamy odsłonięcia i eluwialne płaty żwirów arkozy kwaczalskiej w podstawie zrębu Piarczykowej Góry, naprzód na prawym zboczu doliny młoszowskiej, a potem w lewym zboczu dolnej części rozwidlonego jaru i w bocznym jarku, wpadającym doń z lewej strony na 125 m poniżej jego głównego rozwidlenia. W żwirach tych nie widać żadnego pochylenia warstw. Podścielają one poziomo leżący zlepieniec myślachowicki zachodniego zbocza Piarczykowej Góry (por. niżej str. 37, 38). Po NW stronie tej linii mamy natomiast, na prawym zboczu doliny młoszowskiej, przede wszystkim eluwium i wychodnie zlepieńca myślachowickiego z upadem ku ENE pod kątem 25°, zmierzonym w prawobocznym jarze wpadającym do doliny młoszowskiej zaraz poniżej wspomnianego źródła, znaczącego linię dyslokacyjną, w odległości 160 m w górę od jego ujścia. Stosownie do tego upadu, zgodnego z pochyleniem płyty myślachowickiej ku NE, dalej ku NE na lewym zboczu doliny młoszowskiej i na prawym zboczu rozwidlonego lewobocznego jaru widzimy na NW od linii dyslokacyjnej tylko tufy, a więc już nadkład pochylonego ku NE zlepieńca płyty myślachowickiej. Na lewym zboczu tego jaru, na SE od linii dyslokacyjnej, odsłaniają się, jak wspomniałem wyżej, żwiry arkozy kwaczalskiej. Widać tu więc dobrze nożycowy charakter naszej dyslokacji. W początkowym, skrajnym zachodnim punkcie tej linii na opisywanym terenie amplituda przemieszczenia, mierzona różnicą wysokości spągu zlepieńca myślachowickiego w płycie myślachowickiej i w zboczu Piarczykowej Góry, wynosi ok. 40 m, gdy tymczasem przy ujściu rozwidlonego jaru przemieszczenie spągu tufów w stosunku do szczytu Piarczykowej Góry sięga przynajmniej 70 m. Płyta myślachowicka pochyla się wzdłuż dyslokacji Młoszowa-Karniowice ku ENE stosunkowo znacznie (6-7°), a zrąb Piarczykowej Góry zachowuje przy niej położenie prawie poziome (upad ok. 2° ku NNE).

W opisanym, potrójnie rozwidlonym jarze, na 100 m poniżej jego rozwidlenia, śledzona dyslokacja skręca ostro ku SE. W tym kierunku właśnie

---

[8] Dziś (1954 r.) jest tam studnia pompowa.

ciągną się odkrywki tufu płyty myślachowickiej w lewym z trzech rozgałęzień jaru, na odcinku ok. 200 m, aż do jego głowy. Tufy widać przy tym także w eluwium na lewo od tego odgałęzienia do odległości 50 m od jego dna. Prowadzę więc linię dyslokacyjną, oddzielającą płytę myślachowicką od zrębu Piarczykowej Góry, skierowawszy ją ku SE, pomiędzy tym odgałęzieniem rozwidlonego jaru i wspomnianym bocznym jarkiem, wpadającym do niego niżej, gdzie mamy wychodnie żwirów arkozy kwaczalskiej. Po ok. 300 metrach takiego przebiegu dyslokacja ta skręca pod ostrym kątem ku NNW. W tym bowiem kierunku są uszeregowane na jednej linii, na odcinku 100 m, wychodnie zlepieńca myślachowickiego w głowie lewego odgałęzienia rozwidlonego jaru, o którym była mowa, i niżej w trzech miejscach, w ścianach małych prawobocznych odnóg tego odgałęzienia. Te wychodnie zlepieńca znajdują się hipsometrycznie wyżej, niż przylegające do nich od zachodu wychodnie tufów, i hipsometrycznie odpowiadają położeniu wychodni zlepieńca myślachowickiego wokół Piarczykowej Góry. Sądzę więc, że oddziela je tu od tych wychodni tufowych dyslokacja, która przerzuca ku N o 250 m dyslokację śledzoną przez nas, tak jak to już raz widzieliśmy przy prawym zboczu doliny młoszowskiej (por. wyżej str. poprz.).

Poza rozgałęzionym jarem dyslokacja Młoszowa—Karniowice daje się prześledzić prosto ku wschodowi, na odcinku 1 km, do doliny Dulówki w Karniowicach wzdłuż północnych zboczy Piarczykowej Góry. Wszędzie tu, aż do tej doliny, mamy wychodnie tufu i płaty jego eluwiów na północ od linii dyslokacyjnej w niższej części północnych zboczy Piarczykowej Góry, łączące się ku północy z tufami podściełającymi ret Owczarni (por. wyżej str. 22). Natomiast na południe od linii dyslokacyjnej występuje powyżej izohipsy 370 w eluwium i odkrywkach zlepieniec myślachowicki Piarczykowej Góry, poniżej izohipsy 370 m w dół ku dolinie Dulówki — żwiry i zlepieńce kwarcowe arkozy kwaczalskiej. Znów i tu więc, jak nad doliną młoszowską, widać przy omawianej dyslokacji łagodną intersekcję kompleksów skalnych, tworzących zrąb Piarczykowej Góry. W odległości 225 m ku północy od kulminacji 423.4 (Piarczykowa Góra) bezpośrednim stykiem eluwiów tufu (w dół stoku na północy) i zlepieńca myślachowickiego (w górę stoku na południu) dokładnie wyznaczony jest równoleżnikowy przebieg śledzonej dyslokacji na odcinku 150 m. Amplituda jej wynosi tu już ok. 150 m (tabl. II, przekrój 8), a więc w dalszym ciągu zaznacza się jej styl nożycowy (por. wyżej str. poprz.).

Wschodnie przedłużenie tej dyslokacji zdaje się przechodzić, według moich dotychczasowych, bardzo pobieżnych obserwacji, poza obrębem załączonego szkicu (tabl. I, fig. 1) wzdłuż górnego równoleżnikowego biegu Dulówki oddzielając z kolei płytę myślachowicką od płyty karniowickiej.

Zasadniczym rysem strukturalnym dyslokacji młoszowsko-karniowickiej jest to, iż nie powoduje ona jedynie podzielenia jakiejś poprzednio utworzonej struktury na dwie części przesunięte względem siebie w pionie, w poziomie lub skośnie. Rozgranicza ona mianowicie dwie odrębne jednostki strukturalne wtórne: płytę myślachowicką i zrąb Piarczykowej Góry, zachowujące się rozmaicie. Zapewne powstały one właśnie w wyniku pęknięcia na tej dyslokacji innej, pierwotnej struktury.

3. *Płyta karniowicka* (tabl. II, przekroje 2, 5, 6)

Forma ta dobrze odsłania się pomiędzy dolną częścią Dulówki i doliną jej największego lewego dopływu — jarów dulowskich, a także w lewobocznym basenie tych jarów aż do lewobocznego działu wód. Jej wschodnie przedłużenie występuje w zlewni obu Charchołów, zachodnich i wschodnich. Podobnie jak w płycie myślachowickiej powierzchnia strukturalna zlepieńca myślachowickiego przedstawia ogólny styl budowy geologicznej, tak tu grają tę rolę intersekcja wapienia karniowickiego w jarach dulowskich a jego powierzchnia strukturalna w „wyżynce karniowickiej". W zlewni zaś Charchołów zadanie to spełnia intersekcja spągu zlepieńca myślachowickiego.

W profilu stratygraficznym płyty karniowickiej, podobnie jak w profilu płyty myślachowickiej, pod żwirami arkozy kwaczalskiej także występuje powierzchnia niezgodności. W Dulowej na grzbiecie pomiędzy zlewnią jarów dulowskich i Charchołami wykonano w roku 1939 dwa szybiki na linii N-40°-E w odległości 60 m jeden od drugiego w ten sposób, że pd.-zachodni szybik odległy był o 25 m od linii północnego brzegu węzła dulowskiego, wyznaczonego tu granicą arkozy i wapienia muszlowego (por. wyżej str. 8).

W szybiku pn.-wschodnim oglądałem następujący profil od góry:

b.	0 - 11,40	pstre iły łupkowe (szare, czerwone i zielone)
c.	11,40 - 11,57	„guma" — ił szary plastyczny
d.	11,57 - 11,67	„kamień" — iłowiec szary, twardy
e.	11,67 - 11,85	„guma" — ił szary plastyczny
f.	11,85 - 12,05	czarny łupek
g.	12,05 - 13,65	glina jasnoszara z „fukoidami" (sieczką roślinną)
h.	13,65 - 14,40	piaskowiec jasnoszary
i.	14,40 - 14,90	glina szara, bardzo piaszczysta
j.	14.90 - 16,00	pstry ił (zielony i czerwony) z miką

W szybiku pd.-zachodnim (powierzchnia o ok. 2 m niżej, niż szybik poprzedni) widziałem od góry:

a.	0 - 4,50	żwir kwarcowy
b_1	4,50 - 4,95	glina biała
b_2	4,95 - 12,00	ił szary, zielony i czerwony z miką

d. 12,00 - 12,10 „kamień“ — iłowiec szary, twardy
e. 12,10 - 12,25 ił szary („guma“?)
f. 12,25 - 12,45 czarny łupek
g. 12,45 - 14,00 glina jasnoszara
h. 14,00 - 14,50 piasek jasnoszary

Z szybiku pn.-wschodniego (fig. 4) kompleks *c-g* został prześledzony chodnikiem ku wschodowi do 30 m, a ku zachodowi do 15 m. We wschodniej części tych wyrobisk widać było w północnym przodku upad ku SE (S-45°-E) pod kątem 13° (fig. 5), a we wschodnim przodku — upad ku południowi pod kątem 12°, który ku zachodowi stopniowo skręca i wreszcie w skrajnym zachodnim przodku skierowany jest ku SSW (S-35°-W) pod kątem 12°. W szybiku pd-zachodnim zmierzyłem w kompleksie *b-h* upad skierowany ku SSE (S-15°-E) pod kątem 30°.

Zestawiając dane z obu szybików na przekroju (fig. 6) widzimy, że warstwa *a* — żwiry — zdaje się tu pokrywać niezgodnie kompleks niższy. Żwiry te, należące do kompleksu arkozy kwaczalskiej, odsłonięte są tu wszędzie w podstawie płyty karniowickiej. Na przedstawionym profilu nawierciłem je wówczas o 100 m dalej ku NE od pn.-wschodniego szybiku ręcznym świdrem pod lessem. Wyjątkowo więc w miejscu lokalizacji pn.-wschodniego szybiku wychodzi na powierzchnię seria spągowa, ilasta. Uwzględniając opublikowane w 1951 r. poglądy St. Siedleckiego na stefański wiek arkozy kwaczalskiej *(5)* nasuwa się pytanie, czy wspomniana seria ilasta nie należy do najwyższych ogniw westfalu, gdzie indziej nieznanych, i czy nie mamy tu do czynienia z tą samą przedstefańską niezgodnością erozyjną, którą opisałem poprzednio mówiąc o podłożu płyty myślachowickiej (por. wyżej str. 18-19). O 1250 m stąd ku NW, w jednym z dawnych wierceń (tabl. II, przekrój 6), stwierdzono występowanie karbonu (westfalu) pod permem (arkozą) w głębokości 90 m. W tę zatem stronę pochylałaby się ta powierzchnia erozyjna. Jakkolwiek by jednak było, „seria ilasta“ z szybików dulowskich jest czymś innym, niż dwie kilkudziesięciocentymetrowe warstewki ilaste, bogate w glinę, które znalazłem w roku 1938 w lewobocznym wąwozie lewego jaru dulowskiego jako wkładki *wśród* żwirów arkozy *(8)*.

Ponad tą zagadkową serią ilastą i ponad karbonem wspomnianego wiercenia mamy następujący profil płyty karniowickiej:

a) żwiry arkozy kwaczalskiej 40-100 m, zależnie od występowania wspomnianej niezgodności spągowej, z lokalnym podwójnym, kilkudziesięciocentymetrowym wkładem ilastym w poziomie 10 m poniżej stropu *(8)*.

b) wapień karniowicki z opisaną przez Raciborskiego *(3)* florą górnokarbońską 6-10 m, wyklinowujący się sedymentacyjnie ku NW i SE;

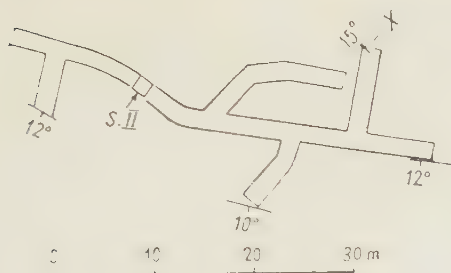


Fig. 4
Szkic wyrobisk poszukiwawczych za glinką wykonanych w Dulowej w r. 1919
Legenda: *S. II* szybik NE, *X* przodek pn.-wschodni.

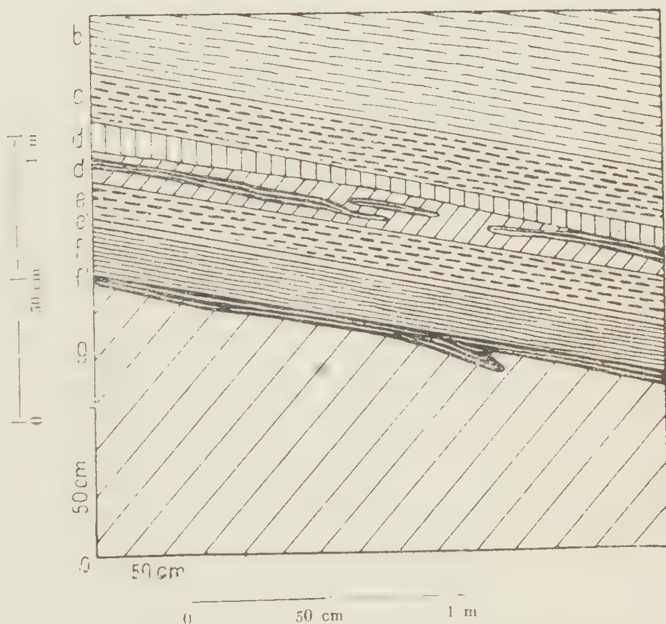


Fig. 5
Profil przodku X z fig. 4
Legenda: *b* pstre iły łupkowe, *c* ił szary plastyczny, *d* iłowiec szary, twardy, *d'* szara glina z wkładkami czarnego łupku, *e* ił szary plastyczny, *e'* szara glina, *f* czarny łupek, *f'* łupek czerwony i zielony, *g* glina jasnoszara z fukoidami

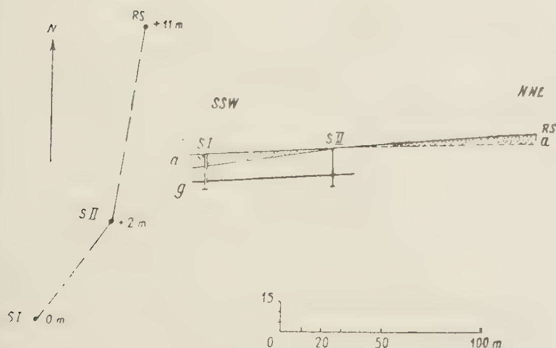


Fig. 6
Przekrój na linii szybików z Dulowej z zaznaczonymi poziomami „*a*" i „*g*"
Legenda: *RS* świder ręczny, *S. I* szybik SW, *S. II* szybik NE

c) zlepieniec myślachowicki, 20-50 m z kilkumetrową wkładką przemytych tufów porfirowych w formie „iłu tufowego" (ze skaolinizowanymi skaleniami) w poziomie ok. 15 m poniżej stropu. Tam, gdzie zlepieniec ten leży na wapieniu karniowickim, jest on typowy, tzn. składa się wyłącznie z otoczaków wapienia węglowego (dewonu nie potrafię w nim rozpoznać). Natomiast w NW rogu płyty karniowickiej, tam, gdzie nie ma w jego spągu wapienia karniowickiego, znajduje się w jego dolnej części kilkunastocentymetrowa seria zlepieńca o elementach wapiennych przemieszanych z kwarcami (por. wyżej str. 19).

d) tufy porfirowe — 70 m bez przykrycia stratygraficznego w stropie.

Pod względem tektonicznym płyta karniowicka dzieli się na trzy elementy: zachodni, środkowy i wschodni.

Element zachodni (tabl. II, przekroje 5, 7) obejmuje samą wyżynkę karniowicką, jej zachodnie zbocze spadające ku dolinie Psarki oraz rozwidloną dolinę jarów dulowskich aż po dno rozwidlenia wschodniego. Naprzód, od południa, na wyżynce mamy poziome ułożenie wapienia karniowickiego na długości ok. 450 m z południa na północ, z wysokością spągu wapienia na ok. 385 m n.p.m. Powierzchnia wyżynki jest zapewne powierzchnią strukturalną wapienia karniowickiego, gdyż leży na niej płat luźnych otoczaków wapienia węglowego ze zlepieńca myślachowickiego, zwietrzałych na proszek w środku i otoczonych skrzemieniałą powłoką. Są to prawdopodobnie pozostałości po trzeciorzędowym pustynnym zdenudowaniu zlepieńca nad wapieniem karniowickim. Dalej ku północy wyżynka przechodzi w zbocze koty 420. W zboczu tym mamy tuf. Możliwe jest, że między tym tufem a wapieniem karniowickim wyżynki przebiegają tu podnóżem zbocza koty 420 przykryte lessem wychodnie zlepieńca myślachowickiego, ze wschodu na zachód, w przedłużeniu jego wychodni w wąwozie biegnącym do jarów dulowskich od wschodniej strony nasady wyżynki. Gdzieś tu bowiem musi uchodzić w zbocze zlepieniec, który dał pozostałości rumoszowe na wyżynce.

Linia nasady wyżynki (N-75°-W), przedłużona ku ESE wzdłuż wskazanego wyżej wąwozu, który spada w tym kierunku do jarów dulowskich, jest linią tektoniczną. Na przecięciu z nią, na zboczu pochylonym ku Dulówce, strop arkozy kwaczalskiej zaczyna ku północy obniżać się od wysokości 380 m u nasady wyżynki do 360 m w znanej odkrywce karniowickiej (na wypukłym zakręcie zbocza przed głęboko wciętym lewobocznym jarem uchodzącym do Dulówki). Na tym ok. 300-metrowym odcinku, skierowanym intersekcyjnie ku NNW, widać naprzód u nasady wyżynki zejście zwietrzeliny tufów po zboczu wzgórza 420 aż do kontaktu ze żwirami arkozy tak, jak gdyby znikały tu zlepieniec myślachowicki i wapień karniowicki. Potem, na długości 100 m, pojawiają się znów tkwiące w zbo-

czu bloki zlepieńca myślachowickiego znacząc jego ok. 10-metrową miąższość pomiędzy tufem w stropie i arkozą w spągu. Część ta jest na powierzchni ostro ograniczona jakby dyslokacjami od S i N. Granica południowa, biegnąc w kierunku ENE-SW, podnosi ten zlepieniec w stosunku do spągu wspomnianego wyżej tufu o ok. 5-7 m; granica północna o biegu równoleżnikowym wskazuje, że z tej strony zlepieniec jest z kolei w podobnym wymiarze obniżony w stosunku do części północnej. Za tą linią bowiem podnosi się znowu o 5-7 m strefa zlepieńcowa pomiędzy żwirami arkozy w spągu i tufem w stropie. Dalej jednostajnie już obniżają się na zboczu wychodnie zlepieńca do wspomnianej wyżej odkrywki karniowickiej, ograniczone od dołu sypiącymi się ze zbocza kwarcami arkozy, która przy odkrywce została ostatnio sztucznie odsłonięta z inicjatywy St. Siedleckiego. Po drodze, w odległości ok. 60 m od odkrywki, widać na tej granicy tkwiący w zboczu blok wapienia karniowickiego — ostatni ślad tej warstwy, która wyklinowała się na śledzonym kontakcie. W profilu, idącym przez odkrywkę karniowicką, można grubość kompleksu zlepieńcowego ocenić na ok. 25 m. W odkrywce widać niewyraźny upad jego ławic ku NE pod kątem 10°. W takiej samej wysokości n.p.m., 360 m, pojawia się następnie spągowa granica zlepieńca myślachowickiego w odległym o 100 m od odkrywki lewobocznym jarze Dulówki. Podłoże jego tworzą tu żwiry arkozy, odsłonięte z prawej strony u wylotu jaru. W dnie jaru lokalnie występują zlepieńce wapienno-kwarcowe w spągu serii zlepieńcowej, grubości ok. 10 m. Cała miąższość zlepieńca wynosi tu ok. 50 m. Niewyraźny obserwowany w nim upad skierowany jest ku SSW pod kątem 15°.

Sądząc z podanych wyżej, bardzo jednak niepewnych pomiarów upadu w zlepieńcu, mielibyśmy na północ od nasady poziomo ułożonego kompleksu wyżynki karniowickiej płaską synklinę. Na to samo wskazują bardziej pewne upady pomierzone nad zlepieńcem w tufach warstwowanych, w otoczeniu koty 420. Na NW od niej mamy w nich upad ku E pod kątem 5°, a na południe od niej — upad ku NNE pod kątem 5°. Biorąc nadto pod uwagę pochylenie warstw tufu ku SSW pod kątem 15° jeszcze dalej na północy, w górnej części najniższego prawego ramienia opisanego wyżej jaru, wnioskujemy, że bieg osi synkliny skierowany jest ku ESE z obniżaniem się jej w tym kierunku.

Po drugiej, wschodniej stronie wyżynki karniowickiej, na jej zboczu zwróconym ku jarom dulowskim, również u jej nasady, zaczynają się komplikacje tektoniczne. Przede wszystkim, wzdłuż lewego zbocza wąwozu, zbiegającego ku jarom w kierunku ESE, wapień karniowicki, wąskim pasem swoich odsłonięć podesłany kwarcową arkozą i przykryty wychodniami zlepieńca, obniża się od wysokości 380 m n.p.m. do wysokości 360 m n.p.m. Tę mniejszą wysokość osiąga on w ostrodze zbocza pomiędzy tym

wąwozem (na lewo od niego) i doliną jarów dulowskich. Potem ciągnie się on w górę wzdłuż prawego zbocza prawego jaru dulowskiego, odsłonięty w dnie jego dwu większych prawobocznych wąwozów. Zawsze przy tym widzimy pod nim żwiry arkozy, powyżej zaś — zlepieniec myślachowicki. Po 450 metrach takiego przebiegu, o 30 m powyżej drugiego ze wspomnianych wąwozów, potrójnie rozwidlonego, widać jak wapień ten chowa się pod zlepieniec myślachowicki na dnie prawego jaru dulowskiego. Punkt ten znajduje się w wysokości 380 m n. p. m., wapień więc podniósł się o 20 m ku północy na ostatnio prześledzonym odcinku. Wydaje się, jakoby to podniesienie odpowiadało już północnemu skrzydłu synkliny, zaznaczającej się na zachodzie w otoczeniu wzgórza 420 (por. str. poprz.). Oś jej kierowałaby się na wskazany wyżej, najniższy punkt wapienia w ostrodze zbocza u wylotu dużego prawego wąwozu. Dalej ku ESE synklina ta podnosiłaby się i zanikała (por. fig. 2 i niżej str. 33-34). Jej skrzydło południowe, bardziej strome, odpowiadałoby obniżeniu wapienia o 20 m od nasady wyżynki karniowickiej do tego punktu wzdłuż lewego zbocza tego wąwozu.

Na dnie lewego jaru dulowskiego, w odległości 400 m w górę od głównego rozwidlenia doliny, w równie wysokim położeniu, jak w prawym jarze dulowskim, znika wapień karniowicki w poziomie ok. 385 m pomiędzy żwirami arkozy i zlepieńcem chowając się ku północy pod wznoszące się dno jaru.

Na północ od miejsc, gdzie znikł z powierzchni wapień karniowicki, mamy w obu jarach niegruby (ok. 20 m) zlepieniec myślachowicki, przykryty tufem, a w górę obu jarów — całkowicie niknący pod tufem. Położenie zlepieńca zdaje się tu być poziome. W prawym jarze w środku zlepieńca przebiega z przerwami, wspomniana w zestawieniu stratygraficznym warstewka iłu tufowego. Opierając się na jej obecności oraz na prześledzonym na zboczach kontakcie zlepieńca z tufem udało mi się wyznaczyć uskok, przecinający prawy jar dulowski w odległości 150 m w górę od ujścia wspomnianego dużego prawobocznego, potrójnie rozwidlonego wąwozu. Dyslokacja ta biegnie w kierunku N-80°E zrzucając część północną o ok. 10 m. Bezpośrednio na północ od tego uskoku warstwy muszą być lekko pochylone ku południowi, gdyż wkładka iłu tufowego wynurza się na tym odcinku ku północy z dna jaru w odległości 50 m w górę od uskoku, i następnie dopiero, po dalszych 120 metrach, chowa się ku północy pod podnoszące się dno. W lewym jarze dulowskim nie znalazłem wschodniego przedłużenia tego uskoku.

Budowa geologiczna *elementu środkowego*, czyli wschodniego zbocza doliny jarów dulowskich, nie jest jasna. Naprzód, począwszy od wskazanego wyżej miejsca zanurzania się wapienia karniowickiego w górę dna

w lewym jarze dulowskim, wychodnie jego ciągną się ku południowi lewym zboczem tego jaru mając spąg mniej więcej na poziomie 385 m. Potem nagle, po przerwie w odsłonięciach, spowodowanej zakryciem lessowym widzimy ten spąg w większym lewym jarku, tam gdzie odsłaniają się opisane przeze mnie w roku 1938 (8) wkładki ilaste w arkozie kwaczalskiej. W jarku tym spąg wapienia karniowickiego znajduje się na poziomie 395 m; kilkumetrowej grubości wapień ten przykryty jest ok. 10 metrami zlepieńca myślachowickiego, zawierającego u dołu wtrącenie iłu tufowego i przykrytego tufem. Uważam za możliwe, że na prawo, na północ od tego jarku, przebiega dyslokacja równoleżnikowa, zrzucająca część północną o 10 m.

Dalej, na południe od tego jarku, na 200-metrowym odcinku zbocza nie ma żadnych wychodni skał piętra karniowickiego, prócz żwirów arkozy nad samym dnem i rumoszu z osuniętych bloków wapienia karniowickiego, obramiających dolną granicę rozciętego i zmytego u dołu przez młodą erozję lessu.

Na szerokości zbiegu obu jarów dulowskich, na lewym zboczu ich wspólnej doliny, pojawia się osuwisko, które następnie towarzyszy dolinie z lewej strony w dół na długości 850 m (fig. 7). Osuwisko to, szerokie w górze doliny na 250 m licząc w lewo od jej dna, zwęża się stopniowo z jej biegiem. Jest to osuwisko stare, podcięte u dołu przez główny jar do wysokości 8-10 m, następnie odmładzane wtórnymi zerwami i spływami. Północna część osuwiska, położona przy górnym odcinku doliny, ma typową formę skarpy niszowej i liczne „odmłodzenia". Dwa wąwozy o przebiegu łukowatym, wypukłym na zewnątrz od osuwiska, towarzyszą od góry i od dołu doliny tej typowej jego części. Łukowata ich forma ujawnia, że, leżąc poza zasięgiem wyraźnej formy osuwiskowej, biegną one niemniej wzdłuż łukowatych pęknięć zbocza, związanych z ruchem osuwiskowym. Południowa część osuwiska, położona przy niższej części doliny, jest wydłużonym wałem, częściowo może typu i pochodzenia tarasowego, ciągnącym się wzdłuż zbocza i oddzielonym od niego rynną równoległą do dna doliny. Do rynny tej uchodzą boczne wąwozy ze „zdrowego" stoku, tj. nie naruszonego przez osuwisko.

W otoczeniu wyższej części osuwiska znajdują się wychodnie skał piętra karniowickiego w bardzo różnych sytuacjach, odmiennych od normalnego stratygraficznego następstwa tych kompleksów. Biorąc pod uwagę z jednej strony słaby stopień odkrycia tych warstw (przeważnie chodzi tu o zwietrzelinę i poszczególne bloki tkwiące w zboczach), z drugiej zaś strony obecność osuwiska, nie można zbyt dużej wagi przywiązywać do analizy rozmieszczenia tych skał. Niemniej staram się niżej ją przeprowadzić (p. tabl. II, przekrój 2) po szczegółowym skartowaniu tego

terenu, gdzie starałem się odróżnić partie wyraźnie osunięte i stol „zdrowy".

We wspomnianym łukowatym wąwozie, towarzyszącym osuwisku o strony górnej części doliny, mamy następującą kolejność wystąpień o góry do dołu: zlepieniec myślachowicki, wapień karniowicki, żwiry arko

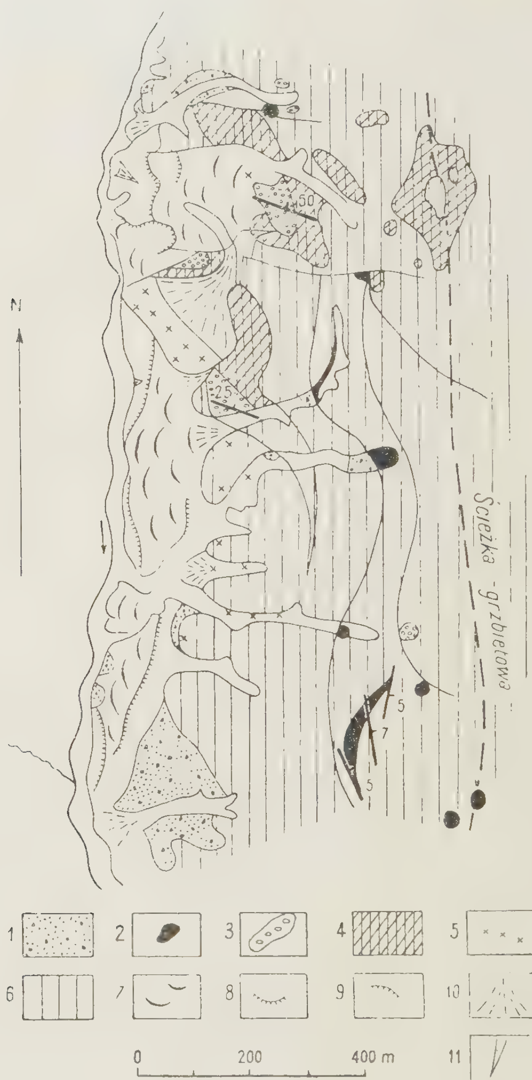


Fig. 7

Zdjęcie geologiczne osuwiska na lewym zboczu jarów dulowskich
1 arkoza kwaczalska, *2* wapień karniowicki, *3* zlepieniec myślachowicki, *4* tuf porfirowy, *5* rumosz lokalny, *6* less, *7* masy osuwiskowe, *8* krawędzie tarasów, *9* skarpy, *10* stożki napływowe, *11* linie interpretacyjne dla tabl. I, fig. 1

zy. Jest to normalne następstwo warstw piętra karniowickiego. Łączę je w górę doliny normalnie z opisanym poprzednio jarkiem wzdłuż zakrytego 200-metrowego odcinka zbocza. Zaraz o 25 m w lewo (ku południowi) od tego wąwozu stok pokryty jest zwietrzeliną tufu, która schodzi o ok. 5 m niżej, niż spąg zlepieńca w wąwozie. Prowadzę tu uskok równoleżnikowy, zrzucający część południową, zajmującą obszar i otoczenie osuwiska. W terenie tym wychodnie skał piętra karniowickiego dzielę na serie: górną i dolną, gdyż w wychodniach ich normalne następstwo powtarza się przynajmniej dwa razy.

W serii górnej dalszy ciąg wspomnianego wyżej płata tufowego z prawego boku osuwiska widzę w wyższej części skarpy jego niszy i powyżej niszy w zboczu równoległego do niej obniżenia (rozszerzona stara szczelina osuwiskowa?) oraz na płaskowyżu za tym obniżeniem. Tuf ten byłby podesłany zlepieńcem, którego bloki tkwią w dolnej części skarpy niszy wykazując jakby upad ku NE pod kątem 40° z tym, że w tejże skarpie zwietrzelina tufowa schodzi na południe od bloków zlepieńca miejscami do położenia niższego niż zlepieniec. Zaraz na południe od południowego końca tej niszy przechodzi uskok podnosząc część południową o ok. 10 m. Za nim zlepieniec najwidoczniej chwilowo zanika, albowiem w górnej części łukowatego wąwozu, towarzyszącej wyższej części osuwiska, od strony dolnej części doliny, tkwią już bloki wapienia karniowickiego. Poniżej ich mamy w tym wąwozie kwarce arkozy. Powyżej tych bloków, w najwyższej części wąwozu i w jego przedłużeniu na odcinku ok. 70 m nie widać nic, ale po tych 70 m widać znów tkwiące w zboczu u dołu wapienie karniowickie, bezpośrednio zaś nad nimi tufy, które już można łączyć z tufami na płaskowyżu. Mielibyśmy tu więc serię wyższą z wyciśniętym zlepieńcem myślachowickim. Arkozę z tego profilu można by ekstrapolować ku północy na teren osuwiska, jako najniższy człon serii wyższej. Potem ku południowi stosunkowo dobre wystąpienia wapienia karniowickiego znajdują się u szczytu najwyższego z wąwozów uchodzących do rynny, towarzyszącej niższej części osuwiska. Wychodnie te, występujące w prostym przedłużeniu wychodni tego wapienia z wąwozu łukowatego, znajdują się na wysokości 390 m. Potem o 250 m dalej ku południowi zaczyna się seria wystąpień bloków wapienia karniowickiego i wreszcie mamy jego strefę odkrywkową długości 150 m, wyciągniętą z NNE ku SSW na wysokości 380 m n.p.m., gdzie widać 5-stopniowe upady, skierowane koncentrycznie począwszy od NNE końca odkrywek ku ESE, E, ENE. Odkrywki te i tkwiące w płaskowyżu bloki wapienia karniowickiego w odległości 150 m ku SE od ich południowego końca wyznaczają skrajne południowe jego wystąpienie w płycie karniowickiej. Dalej ku południowi grzbiet opada, pojawiają się odsłonięcia ar-

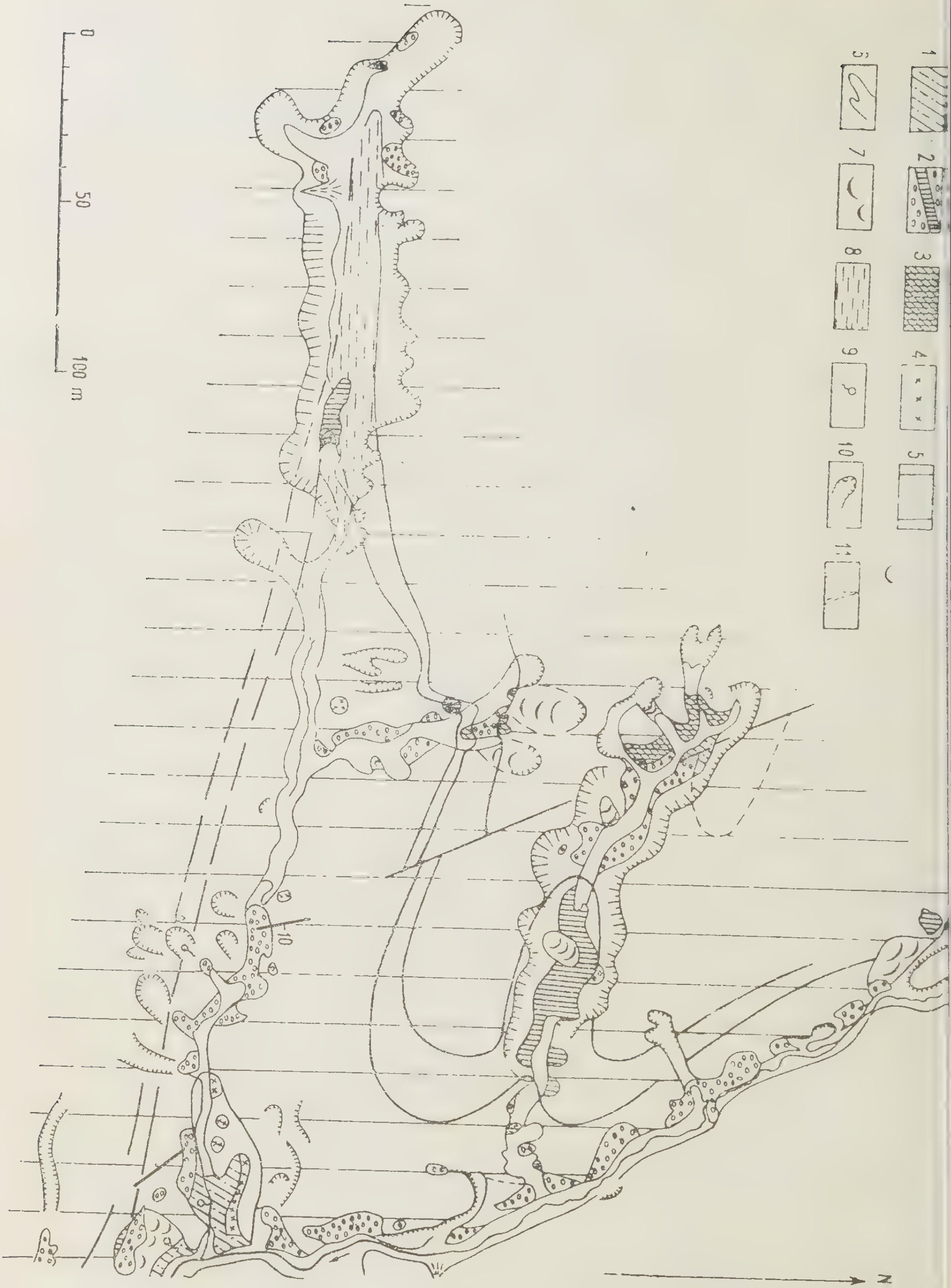


Fig. 8

(Objaśnienie obok)

kozy kwaczalskiej i przez opisany już rejon obu szybików (por. wyżej str. 25-26) dochodzimy do północnego brzegu węzła dulowskiego.

Odsłonięcia wapienia karniowickiego w tej części południowej przykrywa zlepieniec, którego eluwium mamy na płaskowyżu o 100 m ku NE od północnego końca wskazanych odkrywek.

Druga, niższa seria utworów piętra karniowickiego odsłania się we wspomnianym osuwisku o ok. 10 - 20 m niżej od opisanego ciągu wychodni serii wyższej. Przede wszystkim w lewej skarpie odmłodzonej partii osuwiskowej, położonej najwyżej w górę doliny na odcinku długości ok. 100 m, skierowanym ENE - WSW, mamy eluwium tufu, w środku zaś, u dołu skarpy — bloki zlepieńca myślachowickiego z niewyraźnym upadem ku S pod kątem 25⁰. Wygląda to jakby zlepieniec był otulony tufem z trzech stron: od SSW, SSE i ENE. Od tego miejsca ku południowi, na odcinku 150 m, na zboczu nad płatem osuwiskowym ciągnie się wyraźna strefa eluwium tufowego, szerokości 100 m. Na jej południowym końcu, na prawym zboczu lewego z opisanych dwu łukowatych jarów, tkwią bloki zlepieńca myślachowickiego z niewyraźnie zaznaczającym się upadem ku NNE pod kątem 25⁰, a więc upadem skierowanym pod ten tuf.

Gdyby nie słaba wyrazistość odsłonięć i nie warunki osuwiskowe można by z całości rozpatrzonych tu stosunków tego terenu osuwiskowego wnioskować o występowaniu w nim podwójnej serii piętra karniowickiego, powtórzonej tektonicznie, jakby w nasunięciu skierowanym ku południowi.

Styl taki nie pozostawałby w sprzeczności z całością tektoniki obszaru objętego obecną pracą (por. niżej str. 38, 39). Przedstawione fakty są jednak zbyt niepewne, jeśli idzie o występowanie na miejscu wskazanych wychodni, żeby opierać się na nich jako na argumentach wzmacniających przyjętą koncepcję. Rejestruję je tylko z obowiązku geologa i w tym znaczeniu wnoszę na tabl. II, przekrój 2.

Również niejasny jest obraz budowy geologicznej *elementu wschodniego* płyty karniowickiej w zlewniach obu dolin Charchołów, w obszarze silnie zasłoniętym lessem. Mapę odkrytą tego terenu (tabl. I, fig. 1) opracowałem interpolując granice między odkrywkami (fig. 8), nie mogąc śledzić ich w eluwiach, jak to czyniłem w rejonie zachodnim. Zdjęcie tego terenu dołączam do ogólnego zestawienia tylko dla uzupełnienia od wschodu interpretacji obrazu tektoniki płyty karniowickiej.

Fig. 8

Fragment szczegółowego zdjęcia geologicznego prawej strony Charchołów Wschodnich 1 iły czerwone (seria ilasta karbonu?), *2* zlepieniec myślachowicki z wkładką iłu tufowego, *3* tuf porfirowy, *4* rumosz lokalny, *5* less, *6* dno aluwialne, *7* osuwiska, *8* mokradła, *9* źródła, *10* skarpy, *11* stożki aluwialne, *12* linie interpretacyjne dla tabl. I, fig. 1

Na prawo od górnej części doliny Charchołów zachodnich widzimy tu uskok NNE - SSW, zrzucający część wschodnią o ok. 20 m. W części tej nie ma już wapienia karniowickiego. Zlepieniec myślachowicki leży na arkozie mając u spodu wapienno-kwarcowy kompleks zlepieńcowy grubości do 10 m. Tu zaczyna się element wschodni płyty karniowickiej. Płyta ta jest tu utworzona ze zlepieńca myślachowickiego. Jest ona pochylona koncentrycznie ku N (fig. 2). Na dziale wód między Charchołami wschodnimi i Filipowicami zlepieniec myślachowicki tej płyty wyraźnie dochodzi do wychodni jury brzegu rowu krzeszowickiego [9], gdy tymczasem na dziale wód obu Charchołów płyta jest od nich oddzielona obniżeniem grzbietu, które najprawdopodobniej odpowiada wychodniom arkozy kwaczalskiej. Na lewym zboczu Charchołów wschodnich pod zlepieńcem widać jeszcze żwiry arkozy, ale w samym ich dnie mamy pod zlepieńcem czerwone iły, odpowiadające, być może, kompleksowi ilastemu (karbońskiemu?) z szybików dulowskich [10].

W zlepieńcu opisywanej płyty przebiega po obu stokach doliny Charchołów wschodnich znana nam już wkładka iłów tufowych dając wyraźnie poziomy źródłowe (fig. 8). Strop zlepieńca zaznaczony jest przede wszystkim na prawo od Charchołów wschodnich przez płat tufowy, przecięty na swym wschodnim brzegu uskokiem o biegu NNW-SSE, który podnosi część wschodnią o 2,50 m (według własnej niwelacji klizimetrowej). Prawdopodobnie także od północy płat ten jest zerwany na uskoku podnoszącym część północną lub na nasunięciu, chociaż nie widać tego bezpośrednio w terenie (por. zagadnienie osuwiska w jarze dulowskim, str. 31-34). Zwarta granica południowa tufowego nadkładu zlepieńca myślachowickiego przebiega na działach wód obu Charchołów i na dziale wód Charchoły wschodnie - Filipowice w odległości 900-800 m ku N od wychodni malmu na północnej krawędzi rowu krzeszowickiego. Granica ta, dość dobrze wyznaczona drobnymi wystąpieniami tufów w drogach polnych, ujawnia na obu grzbietach łuki, ku południowi dziwnie mało wypukłe, jak na intersekcję płaskiej pokrywy. Możliwe jest, że mamy tu silniejsze pochylenie warstw ku N, nie dające się zaobserwować bezpośrednio. Ciekawe jest występowanie wapienia karniowickiego przy tej granicy po obu stronach doliny Charchołów wschodnich (miejsca znane St. Zaręcznemu, *13*), w położeniu hipsometrycznym wyższym niż wychodnie zlepieńca myślachowickiego, tuż pod wychodniami tufu, zatem w nienor-

---

[9] O ok. 120 m od wychodni malmu zlepieniec jest przecięty uskokiem o biegu NW-SE, zrzucającym część północną o ok. 5 m.

[10] Po drugiej stronie działu wód w prawym zboczu doliny Filipowic, według informacji otrzymanych od prof. Doktorowicza-Hrebnickiego, pod zlepieńcem myślachowickim opisywanej płyty leży kilkumetrowa warstwa czerwonych iłów, a pod nią w wyraźnej niezgodności — piaskowiec karboński.

malnej pozycji stratygraficznej. Czy znowu mamy tu do czynienia z możliwością występowania strzępów na liniach i powierzchniach zluźnień lub nasunięć?

Drobny uskok o kierunku NNE-SSW, zrzucający tę granicę po wschodniej stronie przy jej przejściu przez dolinę Charchołów wschodnich, miałby charakter nożycowy, gdyż odwrotnie zdaje się podnosić po stronie wschodniej wkładkę iłu tufowego w zlepieńcu myślachowickim.

W całości tektonikę kompleksu płyty karniowickiej cechuje „niepokój strukturalny" z ondulacjami i drobnymi uskokami, dość chaotycznie rozrzuconymi. Ważny jest ogólny bieg całej tej budowy ku ESE, *niezgodny* w stosunku do równoleżnikowego północnego brzegu rowu krzeszowickiego na linii Filipowice-Charchoły zachodnie, *zgodny* zaś z orientacją strefy brzeżnej Dulowa-Młoszowa (i dalej przez Trzebinię). W płycie karniowickiej uskoki jej pn.-zachodniej części, obniżonej i wgiętej, mogą należeć do systemu dyslokacji Młoszowa-Karniowice jako zjawiska wtórne. Sama pozioma struktura wyżynki karniowickiej oddzielona jest z jednej strony dyslokacjami od północnej, wklęśniętej części płyty karniowickiej w elemencie zachodnim, z drugiej zaś strony — wyodrębnia się ona zmianą stylu od elementów środkowego i wschodniego. Leżąc przy tym na wschodnim przedłużeniu zrębu Piarczykowej Góry w zgodnych z nim warunkach hipsometrycznych (fig. 2) jest raczej również jego *bezpośrednim strukturalnym przedłużeniem*. Opisaliśmy ją w zespole form płyty karniowickiej tylko z powodu morfologicznego i facjalnego połączenia jej z tym zespołem przez ciągłość wychodni typowego przewodniego wapienia karniowickiego.

4. *Zrąb Piarczykowej Góry* (tabl. II, przekroje 8, 11, 12)

Ta wielokrotnie już wspomniana forma tektoniczna wyodrębnia się wśród struktury północnej swoją spokojną budową. Od północy obcina ją dyslokacja Młoszowa-Karniowice, od południa zaś granicą jej jest północny brzeg zgniecionej strefy brzeżnej. Obie te granice zbliżają się wzajemnie na zachodzie w Młoszowej. Od wschodu zrąb Piarczykowej Góry nie ma ostrej granicy; tylko rozcięcie erozyjne doliny Dulówki w Karniowicach oddziela go z tej strony od odmiennej strukturalnie północnej (obniżonej, wgiętej i zdyslokowanej) części płyty karniowickiej oraz od zgodnej z nim strukturalnie i tylko odrębnej facjalnie (obecność wapienia karniowickiego) południowej części tej płyty — wyżynki karniowickiej.

W ten sposób ograniczony zrąb Piarczykowej Góry jest jednolity morfologicznie, facjalnie i strukturalnie tworząc Piarczykową Górę oraz kotę 405. Podstawę tworzy tu seria karbońska, nawiercona w dolinie mło-

szowskiej pod „permem" (arkozą) w głębokości 111 m, w odległości 350 m w dół doliny od jej przecięcia z dyslokacją Młoszowa-Karniowice. Uwzględniając te dane mielibyśmy w omawianym zrębie nad erozyjną powierzchnią środkowego karbonu ok. 170 m stefańskiej *(5)* arkozy kwaczalskiej. Powyżej przychodzi 50 m zlepieńca myślachowickiego, tworzącego płaskowyż Piarczykowej Góry, bez zachowanego stropu. Dolny 10-metrowy pokład tego zlepieńca, na wschodnim i zachodnim zboczu Piarczykowej Góry, utworzony jest ze zlepieńca wapienno-kwarcowego. W jarach wschodniego zbocza Piarczykowej Góry, przy zachowanej ostrości stropu arkozy kwaczalskiej, widać wyraźnie w tym przejściowym pokładzie granicznym wzrost ilości elementów wapiennych na niekorzyść kwarcowych w kierunku stropu. Możliwe jest, że również i na południowym zboczu Piarczykowej Góry, zakrytym lessem, mamy wychodnie tego mieszanego zlepieńca. Brak go jest natomiast w północnych częściach zbocza zachodniego i wschodniego, przy dyslokacji, gdzie odsłania się spągowa granica zlepieńca myślachowickiego bez kompleksu przejściowego. Cały zrąb ma łagodne (2-3°) jednolite pochylenie ku NNE z najwyższą pozycją stropu arkozy nad szczytem koty 405, najniższą zaś (370 m) przy dyslokacji Młoszowa-Karniowice na wschodnim zboczu Piarczykowej Góry. Pozycja hipsometryczna wyżynki karniowickiej — 380 m — dobrze odpowiada przebiegającemu mniej więcej na takimże poziomie spągowi zlepieńca myślachowickiego na wschodnim zboczu Piarczykowej Góry i prawdopodobnie, jak wyżej powiedziałem, stanowi ona jego wschodnie przedłużenie strukturalne.

Zrąb Piarczykowej Góry, pochylony łagodnie ku NNE, jest w swej budowie, jak wszystkie omówione w tej pracy zespoły strukturalne, niezgodny w stosunku do równoleżnikowego przebiegu północnego brzegu rowu krzeszowickiego. Jest on również niezgodny z przebiegiem dyslokacji Młoszowa-Karniowice; lepiej zgadza się on natomiast z kierunkiem strefy brzeżnej i z koncentrycznym charakterem zanurzania się ku NNE towarzyszącej mu części struktury północnej.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W toku szczegółowej korelacji obserwowanych faktów, przeprowadzonej w rozdziale poprzednim, uwydatniły się, moim zdaniem, zasadnicze cechy tektoniki pasa terenu, przebiegającego między Dulową a Sierszą. Dwie powierzchniowe formy nadkładu karbońskiego przeciwstawiają się tu nawzajem: *struktura północna* i *strefa brzeżna.*

Struktura północna, złożona z utworów piętra karniowickiego i triasu, tworzy pd.-zachodni łukowaty brzeg płyty wgiętej koncentrycznie ku

NNE. Popękana różnorodnie przebiegającymi uskokami o amplitudzie małej (poza walną dyslokacją Młoszowa-Karniowice) oraz lekko zondulowana w różnych kierunkach budowa tej struktury robi w szczegółach wrażenie rozmaitego reagowania nadkładu na nierówności podłoża karbońskiego (por. niżej str. 41). Struktura ta da się podzielić dyslokacją Młoszowa-Karniowice i na podstawie zmiennego stylu budowy na trzy części, z których środkowa — zrąb Piarczykowej Góry — sterczy jako część zachowana w wysokim położeniu (fig. 2). W obu skrajnych częściach zarysowują się nasunięcia ku zewnętrznej stronie łuku: nasunięcie na jurę strefy brzeżnej pod Boznową Górą, ku SW, i problematyczne nasunięcie ku S w obrębie utworów piętra karniowickiego w płycie karniowickiej.

Strefa brzeżna towarzyszy strukturze północnej od południowego zachodu ciągnąc się na ogół z ESE na WNW. Jest to strefa antyklinalna, utworzona z utworów piętra karniowickiego, triasu i jury. Na długiej przestrzeni pomiędzy Dulową i Młoszową widać z niej tylko skrzydło pd.-zachodnie, w którym mamy wyciśnięcia warstw, powodujące luki profilu, i nasunięcie ku NNE jury na trias. Ku ESE monoklina ta łączy się z węzłem dulowskim, złożonym ze stosunkowo pełnej serii stratygraficznej, ujętej w trzy elementy antyklinalne. Jeden z nich biegnie ku SE jako szybko zanurzająca się główna część strefy brzeżnej; dwa inne, wyciągnięte ku zachodowi z odchyleniem ku południowi, zanurzają się szybko w tamtą stronę i prawdopodobnie znikają wzdłuż równoleżnikowego, północnego brzegu rowu krzeszowickiego. Północno-wschodnia granica strefy brzeżnej jest w węźle dulowskim dobrze wyznaczona nieciągłością północnego brzegu wychodni utworów węzła i na północ od tej nieciągłości — linią źródeł w obrębie arkozy kwaczalskiej. Obie te linie zdają się powstawać na wschodzie z zachodniego zakończenia północnego brzegu rowu krzeszowickiego, z tym, że bardziej północna z nich odgina się w stronę NW od jego równoleżnikowego kierunku, a dalej ku zachodowi robi to i południowa. W ich przedłużeniu w Młoszowej dwa strzępy tufów wśród żwirów arkozy mogą również być śladem wyciśniętego NE skrzydła strefy brzeżnej, zanurzającej się tam ku NW, co wynika ze stykania się obu jej skrzydeł. W ogólnym stylu budowy strefy brzeżnej widać skierowanie w niej nacisku i ruchu z SSW ku NNE, a więc *naprzeciw nasunięć struktury północnej*, w którą jakby wciska się strefa brzeżna.

Struktura północna, zapadając ku NNE, swoimi żwirami arkozy leży *niezgodnie* na erozyjnej powierzchni westfalu, który zapada ku SW *(14)*. Widać to na pewno na obszarze Myślachowic, a prawdopodobnie występuje to też w byłej kopalni glinki w Dulowej. Natomiast dobrze rozwinięte pd.-zachodnie skrzydło strefy brzeżnej zapada ku SW na ogół *zgodnie* z tym karbonem (pominąwszy możliwe różnice wielkości upadów).

Wciskanie się tej strefy w strukturę północną ku NE następuje *w górę p* *upadzie warstw karbonu*. W strukturze karbonu nie ma więc odpowied nika dużej synkliny nadkładu — struktury północnej, lecz jest pod ni tylko wklęsła poasturyjska *forma erozyjna*. Wskutek tego nie ma w kar bonie formy antyklinalnej, która by odpowiadała formie antyklinalne mającej na powierzchni łączyć zapadające ku SW południowe skrzydł strefy brzeżnej z zapadającą ku NNE serią struktury północnej. Form takiej nie ma jednak także i w nadkładzie. Jest tam natomiast zamias niej antyklinalna partia osiowa strefy brzeżnej, która z jednej stron sama wciska się w strukturę północną, z drugiej jednak strony ta struk tura zdaje się na strefę brzeżną nasuwać. Odnosimy wrażenie, że właśni ta strefa antyklinalna jest owym brakującym przegubem w nadkładzie zgarniętym w osobną antyklinę przez nasuwający się ku SSW pd.-zachod ni brzeg płytowej synklinalnej struktury północnej. Zgarnięcie to nastę puje mniej więcej nad tą krawędzią poasturyjskiej powierzchni karbonu która dzieli jej obsekwentny stok, opadający ku NE, od jej stoku pd.-za chodniego, konsekwentnego. Wynikałaby z tego konieczność przyjęcia:

a) odbijania się erozyjnej wklęsłości poasturyjskiej powierzchn karbonu w tektonicznej wklęsłej formie struktury północnej i

b) zluźniania się powierzchniowej struktury północnej w stosunku do karbonu i nasuwania się jej ku SSW ze zgarnianiem strefy brzeżne w osobną antyklinę, nasuwania wspomaganego przez najeżdżanie częścio wo zluźnionego nadkładu idącego naprzeciw od SSW.

Komplikacje te nie zdają się zaznaczać bezpośrednio w budowie utworów karbońskich, co właśnie może być tłumaczone zluźnieniem nad kładu Natomiast w budowie karbonu odbija się walna dyslokacja młoszowska (tabl. I, fig. 1; *14*). Jest ona przy tym młodsza od ruchów, które doprowadziły do przedstawionych wyżej nasunięć i sfałdowań, gdyż ści na zarówno strukturę północną, jak i wchodzi niezgodnie w strefę brzeżną. Z drugiej strony jest ona równoległa do równoleżnikowych linii granicznych rowu krzeszowickiego. Uważam więc, że ten młodszy pokredowy system dyslokacyjny został nałożony niezgodnie na starszą, chyba też pokredową, płynną tektonikę nasunięć i zluźnień krająć jej struktury aż do podłoża karbońskiego. Lokalnie mógł on ją też modyfikować, co widać w równoleżnikowym wyciągnięciu dwu wschodnich elementów węzła dulowskiego w miejscu wygasania zachodniego odcinka północnego uskoku rowu krzeszowickiego i w zmianie kąta nachylenia struktury północnej po obu stronach dyslokacji Młoszowa - Karniowice.

INTERPRETACJA
(Fig. 9)

Wnioski, do których doszedłem opracowując tektonikę obszaru położonego między Dulową i Sierszą, staram się ująć na tle całości budowy geologicznej obszaru chrzanowsko-krzeszowickiego, jako lokalny wynik regionalnego nakładania się fazy tektoniki uskokowej na poprzednią fazę ruchów fałdujących i nasuwających, przy współdziałaniu dużych wgłębnych form paleomorfologicznych z płytką tektoniką.

Uważam, że utwory piętra karniowickiego swoją spągową arkozą kwaczalską osadzały się niezgodnie na wyerodowanej powierzchni poasturyjskiej, przy tym na północ od linii Myślachowice-Młoszowa wypełniały one i wyrównywały wklęsłą formę erozyjną (fig. 9, IV) [11]. Była to prawdopodobnie szeroka forma subsekwentna, której północnym brzegiem mógłby być pogrzebany grzbiet dewonu, wychodzący na powierzchni w Kluczach (fig. 9, Va). Dewon zapada tam ku SW i może tworzyć podłoże monokliny dewońsko-karbońskiej, zakończonej w górze warstwami łękowymi Sierszy. Na południe od linii Myślachowice-Dulowa piętro karniowickie kładło się na erozyjną powierzchnię karbonu (wyrównaną lub wklęsłą) ponad wilkoszyńską synkliną karbonu o biegu NW-SE, zakręcającą następnie ku SSE w łęk Nieporaz-Brodła (fig. 9, VI; *2*, *4*).

Forma erozyjna, towarzysząca synklinie Wilkoszyn-Brodła od NE i żłobiąca SW skrzydło antykliny ograniczającej ją od tej strony, zamykałaby się ku SE w rejonie lewego brzegu doliny Filipowic na południe od Kowalskiej Góry. Tam bowiem wynurza się spod niezgodnej pokrywy nadkładu karbon filipowicki (warstwy brzeżne) pn.-wschodniego skrzydła synkliny Wilkoszyn-Brodła. Jego związek ku E i NE z antykliną dewońską Dębnika (fig. 9, Vb), odpowiednikiem bezpośrednim lub pośrednim (kulisy) odsłonięć dewonu w Kluczach, jakkolwiek skomplikowany, widoczny jest na powierzchni [12] *(4, 5)*. Te same stosunki ciągnęłyby się dalej na południe między synkliną Nieporaz-Brodła i towarzyszyły jej od E jako wyniesienie antyklinalne Tęczynka (fig. 9, Vb).

W czasie ruchów późnokimeryjskich nastąpiło dostosowanie młodszej tektoniki do starszych założeń zarówno tektonicznych, jak i paleomorfologicznych. Nadkład w synklinie Wilkoszyn-Brodła wgiął się nor-

[11] St. Siedlecki *(7)* udowadnia, że południowym stratygraficznym odpowiednikiem tufu porfirowego jest tuf melafirowy. Zwraca on uwagę, że tuf ten nagromadził się w predysponowanej tektonicznie wklęsłej formie południowego odcinka synkliny Wilkoszyn-Brodła (zmyty doń z brzeżnych pokryw wybuchowych). Zdaje mi się, że podobną rolę gra w stosunku do tufu porfirowego na północy opisywana wielka wklęsła forma erozyjna poasturyjska.

[12] Rozpoznany pracami prof. St. Doktorowicza-Hrebnickiego.

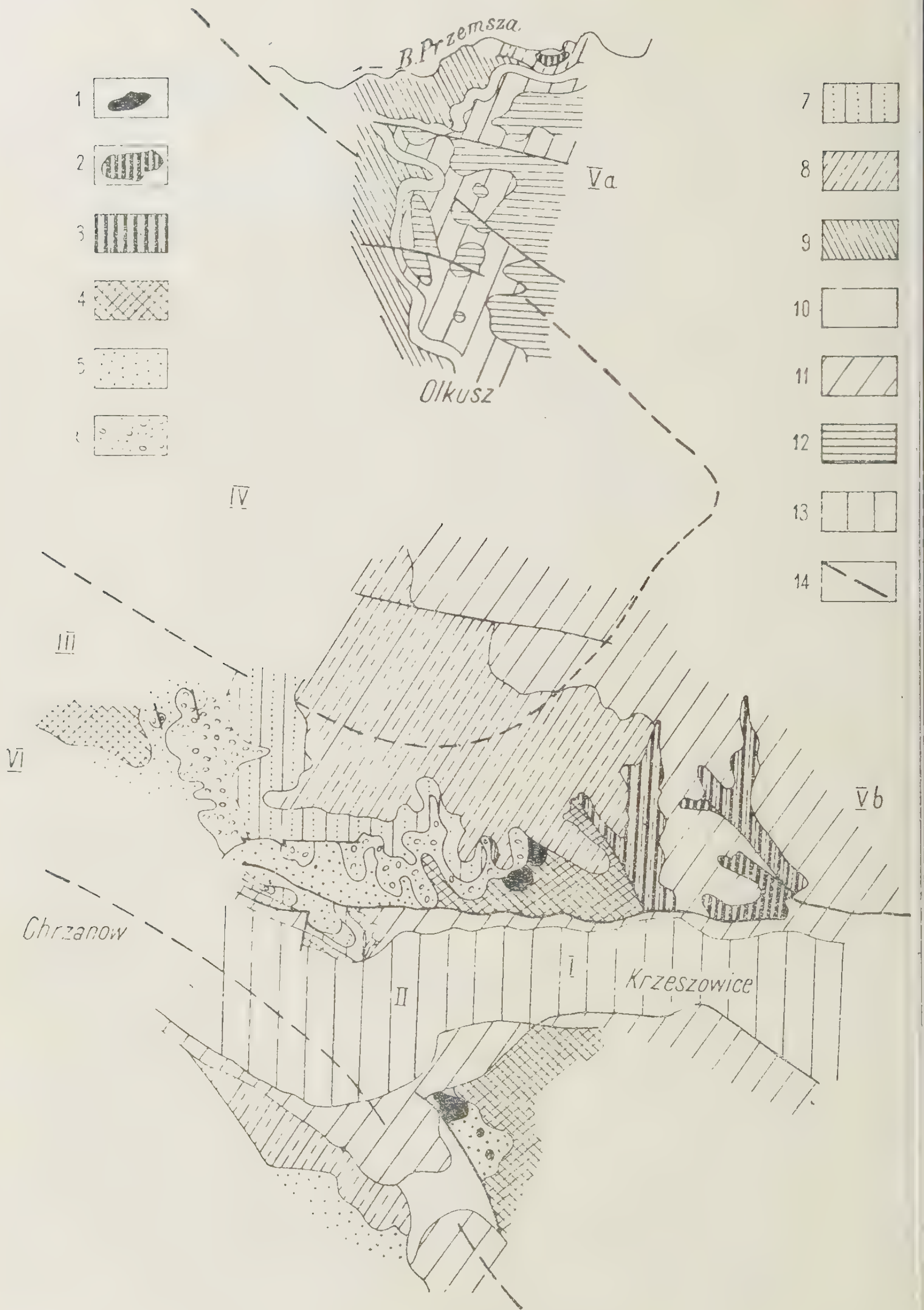


Fig. 9

(Objaśnienie obok

malnie jako synklina. Również jednak synklinalnie wgiął się on we wklęsłej, zwierającej się paleomorfologicznej formie na przekroju Trzebinia-Klucze. Sztywny nadkład (zlepieniec myślachowicki, wapienie i dolomity triasu, wapienie białej jury), trzymany na północy wysadem (lub linią wysadów) dewońskim, wysuwał się przy tym ku południowi poza obręb swojej pierwotnej sedymentacji dając nasunięcia ku południowi. Żwiry arkozy kwaczalskiej mogły tu działać jako swego rodzaju „łożyska kulkowe" dla tego ruchu zluźniającego. W synklinie Wilkoszyn-Brodła nadkład fałdował się synklinalnie w zasadzie zgodnie z karbonem. Również jednak i tu wskutek swej dużej sztywności wysunął się on nieco ku NNE na powierzchniach nasunięć. Jedno z nich widzimy w Młoszowej. Nastąpiły tu również wyciskania warstw. Oba ruchy zluźniające i nasuwające, skierowane przeciwnie ku sobie, spotkały się w strefie brzeżnej dając jej skomplikowaną budowę *pseudoantyklinalną* (fig. 9, II).

Wyładowaniem tych napięć tektonicznych w naszej strefie brzeżnej tłumaczę brak ich na południe od osi synkliny Wilkoszyn-Brodła na terenie badanym przez St. Siedleckiego *(6)*, gdzie mamy zupełną zgodność tektoniki nadkładu i karbonu.

Skomplikowana strefa brzeżna wykańczała się (zanurzając) ku SSE wzdłuż synkliny Wilkoszyn-Nieporaz nie dochodząc do okolic Rudna. W tym bowiem kierunku zamykała się również poasturyjska forma wklęsła paleomorfologiczna (fig. 9, IV), z którą związane byłoby genetycznie istnienie naszej antykliny. Tam normalna, ogólnie biorąc, antyklina (Dębnik-Tęczynek) wynurza się na powierzchnię i zbliża się bezpośrednio do synkliny Wilkoszyn-Brodła. Tam także zanika w nadkładzie piętro karniowickie i trias, a cienka jura środkowa transgreduje bezpośrednio na paleozoiku, co stwarza sztywne związanie nadkładu z podłożem.

Fig. 9

Szkic geologiczny nadkładu pomiędzy rowem krzeszowickim i Białą Przemszą (według prac J. Jarosza, St. Doktorowicz-Hrebnickiego, St. Zb. Różyckiego, St. Zarecznego i własnych)

1 paleozoiczne skały wybuchowe, *2* dewon, *3* wapień węglowy, *4* karbon produktywny, *5* arkoza kwaczalska (na S od rowu krzeszowickiego również zlepieniec myślachowicki i tuf porfirowy), *6* zlepieniec myślachowicki i wapień karniowicki, *7* tufy porfirowe, *8* trias (na N od Olkusza bez kajpru), *9* kajper (tylko na N od Olkusza), *10* baton, kelowej i margle kordatowe, *11* malm (na N od Olkusza tylko oksford górny), *12* raurek (tylko na N od Olkusza), *13* czwartorzęd i trzeciorzęd rowu krzeszowickiego, *14* dyslokacje

I rów krzeszowicki, II strefa brzeżna, III struktura północna, IV przypuszczalna wielka poasturyjska forma erozyjna, V asturyjskie formy antyklinalne: a) pogrzebane, b) odsłonięte, VI synklina Wilkoszyn-Brodła

Na taki późnokimeryjski obraz nakłada się następnie nowsza tekto nika uskokowa, według Dżułyńskiego w dwu fazach (1). Kraje ona n zbadanym obszarze niezgodnie starszą budowę i modyfikuje ją nieco [13]. Oprócz przystosowania obu elementów węzła dulowskiego do kierunk W-E mogła ona również spowodować nagłe osiowe zanurzenie się stref brzeżnej ku SSE, ku centrum rowu krzeszowickiego w głównym połud niowym elemencie węzła dulowskiego.

Dno rowu krzeszowickiego zaciera zupełnie tę budowę. Podobni wykryte na południe od rowu na osi Nieporaz-Brodła przez St. Dżułyń skiego uskoki starszej serii (Orlej) maskowałyby zupełnie wschodni skrzydło tej dawnej niecki przekształcając ją w niesymetryczny rów (1

W rozwoju geologicznym nowy styl nastąpił po drugim i przekształc go. Zachowane resztki świadczą jednak o możliwościach różnorodneg reagowania budowy jednego i tego samego regionu geologicznego na róż norodne napięcia tektoniczne, zależnie od miejsca, czasu i rozwoju prze bytego poprzednio.

Z Katedry Geologii Złóż Ropy i Gazu
Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie
Kraków, w październiku 1954 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. DŻUŁYŃSKI ST. Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of th southern part of the Cracovian Upland). — Acta Geol. Pol., vol. III/3. Wa szawa 1953.
2. NOWAK J. Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne Zjazd Geogr. i Etnogr. Słow. Kraków 1927.
3. RACIBORSKI M. Permokarbońska flora karniowickiego wapienia (Über d permo-karbon. Flora des Karniowicer Kalkes). — Rozpr. Wydz. Mat.-Przy Akad. Um., t. 21. Kraków 1890.
4. RUTKOWSKI F. O tektonice karbonu we wschodniej części okręgu dąbrow skiego (Sur la tectonique du Carbonifère dans la partie orientale du distri de Dąbrowa, Bassin Houiller Polonais). — Spraw. P. I. G., t. 3. Warszawa 192
5. SIEDLECKI ST. Utwory stefańskie i permskie we wschodniej części Polskie Zagłębia Węglowego (Le Stéphanien et le Permien dans la partie orientale d Bassin Houiller Polonais). — Acta Geol. Pol., vol. II/3. Warszawa 1951.
6. — Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem i Kwaczałą. — Biu P. I. G., 60. Warszawa 1952.
7. SIEDLECKI ST. i ŻABIŃSKI W. Tufit melafirowy i niższy pstry piaskowi w Alwerni (Melaphyre tuffite and Lower Bunter in Alwernia near Cracow.). Acta Geol. Pol., vol. III/3. Warszawa 1953.

[13] Szereg interesujących szczegółów, związanych z tym młodym typem tekt niki, przedstawił ostatnio na seminarium Zakładu Kart. Geol. A. G. H. inż. K. Boga w wyniku własnych prac, opartych na intensywnej akcji szurfowej.

8. TOKARSKI A. Wychodnia skały bogatej w glinkę w „Jarze Dulowskim" (Affleurement d'une roche riche en alumine dans le ravin de „Jar Dulowski"). — Biul. P. I. G., 17. Warszawa 1939.

9. — Tectonics of the Overlier between Siersza and Dulowa (NE border of the Polish coal basin). — P. A. U. Wykaz prac mat.-przyr. wyk. w Polsce w latach 1939-1945 (notatka). Kraków 1947.

10. — Sur la découverte des formes tectoniques nouvelles dans les Karpates polonaises. — C.-R. de la XIX-ème Session du Congrès Géol. Int. Alger 1953.

11. — Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego (Subsurface tectonics of the Cieszyn Flysch). — Acta Geol. Pol., vol. IV/3. Warszawa 1954.

12. ZARĘCZNY ST. Über die Stratigraphie des Karniowicer Kalkes. — Jb. Dt. Geol. R.-A. Wien 1892.

13. — Atlas geologiczny Galicji. Zesz. 3. — Kom. Fizjogr. Akad. Um. Kraków 1894

14. ŻUKOWSKI WŁ. Występowanie kruszców olowiu i cynku w nieckach triasowych wilkoszyńskiej i chrzanowskiej. — Przegl. Górn., t. V (XXXVI), Nr 1. Katowice 1949.



Fot. 1
Zbrekcjowany w wyniku wyciśnięcia tektonicznego wapień muszlowy SW skrzydła węzła dulowskiego, odsłaniający się w skarpie szosy w Dulowej



Fot. 2
Wstępujące źródło w żwirach arkozy kwaczalskiej na linii tektonicznej w Dulowej (X na tabl. I fig. 1) widziane od strony SW. Wstępująca kurzawka odrzuca na bok sieczkę roślinną i tworzy jasne kręgi o średnicach dochodzących do 1,5 m

Fot. J. Janik



Panorama wzgórza 366 w Dulowej od południa, od szosy. Widoczna jest intersekcja równoleżnikowego elementu „B" dulowskiego węzła. W jądrze jego odsłania się tuf tworząc spłaszczenie grzbietowej części wzgórza (1). W skrzydle południowym otula go wapień muszlowy (2) (z lewej), na wschodnim pogrążeniu osi (w środku) w synklinie ograniczającej ten element od południa (ostro zarysowane wzgórze z lewej strony). Na triasie leży malm (3) tworząc zwarty sfałdowany kompleks na wschodnim pogrążeniu osi w lesie (na prawo). Południkowy jarek w środku wyznacza dyslokację poprzeczną

Fot. J. Janik



Widok ze szczytu wzgórza 366 w Dulowej ku WSW, na przełom potoku Dulówka przez węzeł dulowski. Na pierwszym planie mamy wychodzący ku zachodowi w powietrze wapień muszlowy czapy synklinalnej rozdzielającej elementy „B“ i „C“ węzła dulowskiego (1). Dalej aż do doliny łagodnie sfałdowany stok utworzony jest z tufu. Linia (2) z prawej strony wyznacza granicę: tuf-wapień muszlowy w północnym skrzydle węzła. Za doliną, od prawej strony do środka płaski teren przedstawia jądrowy pas strefy brzeżnej, w którym wychodzą żwiry arkozy kwaczalskiej. Zanurza się on osiowo ku SE wzdłuż doliny. Linia (3) wyznacza spągową granicę zlepieńca myślachowickiego pokrywającego żwiry arkozy na miejscu zanurzenia się osiowego. Linia (4) określa przebieg wychodni spągowej granicy tufu nad zlepieńcem w SW skrzydle węzła dulowskiego. Trias, malm i jura tego skrzydła schowane są za grzbietem na stoku opadającym ku szosie wyznaczonej linią słupów telegraficznych. Oś podłużna elementu „A“ węzła dulowskiego biegnie zanurzając się ku SE w lewo wzdłuż dna doliny. Na ostatnim planie z prawej strony pasma wzgórz na linii (5) przedstawia wychodnie jury i triasu w monoklinie dulowsko-młoszowskiej. Z lewej strony za obniżeniem synklinalnym (skrzyżowanie rowu krzeszowickiego z synkliną Wilkoszyn-Brodła) pokrytym lasem, na najdalszym planie widać we mgle wyżynę wapienia muszlowego Płazy i Pogorzyc w SW skrzydle tej wklęsłej struktury

Fot. J. Janik



Odkrywka tufu porfirowego na zachodnim zboczu wzgórza 366 w Dulowej. Z lewej strony widać zapadanie warstw ku wschodowi. Z prawej strony warstwowanie to zaciera się w masie złożonej z „bomb" i „lapilli". Dłuższa średnica naj-

TANISŁAW DŻUŁYŃSKI i ANDRZEJ RADOMSKI

Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawiesinowych

RESC: Wstęp — Opis śladów wleczenia — Inne hieroglify towarzyszące śladom leczenia — Stosunek hieroglifów do podścielających piaskowce łupków — Typy rukturalne ławic z hieroglifami wleczeniowymi oraz geneza śladów wleczenia świetle teorii prądów zawiesinowych: uwagi wstępne; zlepieńce i żwirowce ilaste. askowce o warstwowaniu frakcjonalnym; piaskowce jednorodne; piaskowce lamiowane: ławice o warstwowaniu przekątnym — Pseudohieroglify i hieroglify postdepozycyjne — Literatura cytowana

WSTĘP

W pracy niniejszej zajmiemy się głównie pewnym typem hieroglifów echanicznego pochodzenia, które w literaturze anglosaskiej noszą nawę „groove casts", a które nazywać będzie hieroglifami wleczeniowymi. lbo wprost śladami wleczenia. Hieroglify te znane były od dawna, chociaż isano o nich niewiele, a w polskiej literaturze wspomina o nich jedynie I. Książkiewicz *(9)* *. Bywały natomiast reprodukowane na zdjęciach, ilurujących prace o tematyce fliszowej, najczęściej jednak bez komentarzy ıp. w pracy R. Zubera, *21*).

W nielicznych pracach, w których znajdują się wzmianki o tych hieoglifach, większość autorów zgadza się co do mechanicznego pochodzenia ych form[1].

T. Fuchs *(4)* opisuje również kształty prostolinijnych wałków, do pisu jednak nie dołącza zdjęcia. Sądząc po opisie i zamieszczonym przeroju ma on na myśli interesujące nas ślady wleczenia. Wymieniony autor rzypuszcza, że powstały one podczas spływania piaszczystej „braji" po iękkim ile zaściełającym dno. Clarke (1918, fide *19*) upatrywał w tych ieroglifach ślady po dryftujących krach lodowych. R. Shrock *(19)*, jako

---

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

[1] W niedostępnej nam pracy Saporty z 1882 r. podobne formy, sądząc po wypowiedzi T. Fuchsa *(4)*, były uważane za odciski roślin *Laminarites* i *Panescorsaea*, ego jednak sprawdzić nie możemy. Również u Götzingera i Beckera *(5)* na tabl. IX ajduje się obraz typowych śladów wleczenia z wyjaśnieniem, że są to przypuszczalie ślady ślimaków.

inną możliwość, podaje wleczenie przez fale przypływu i odpływu kamie ni, do których zakotwiczone były glony morskie. Na szczególną uwag zasługuje wypowiedź wymienionego autora, którą zamieścił on przy op sie tych hieroglifów:

„The original grooves appear to have been made by simultaneous rectilinea advance of a squad of objects propelled by a current, but it must be admitted, th this suggestion is vague and indefinite" (1. c., str. 163).

M. Książkiewicz *(9)* uważa, że formy te „być może powstały prze wleczenie po dnie przez prąd jakichś przedmiotów (kamieni, kawałkó drewna, może korzeni". l. c., str. 419) dając tym samym najbardziej pra widłowe ich wyjaśnienie. Pozostało jednak nadal otwartym zagadnieni natury owych twardych przedmiotów. W ciągu lata 1954 r. udało się nam odnaleźć zakończenia omawianych hieroglifów, które pozwoliły wyjaśn ich pochodzenie, a zachęceni przez prof. M. Książkiewicza podjęliśmy pr bę odtworzenia warunków, w jakich powstały one w zbiorniku morza fl szowego.

OPIS ŚLADÓW WLECZENIA

Ślady wleczenia we fliszu karpackim występują na spągowej p wierzchni ławic piaskowcowych najczęściej jako prostolinijne wałki lu listwy o znamiennym rowkowaniu na powierzchni (pl. I, fot. 1). Te sub telne pożłobienia, które niejednokrotnie biegną obok siebie prawie idea nie równolegle na długich odcinkach (nieraz wzdłuż całej długości śladu to jeden z najistotniejszych rysów morfologicznych opisywanych śladów Wskazują one na to, że przedmioty, które pozostawiły po sobie ślady, n mogły być obtoczone i musiały posiadać nieprzytępione naroża, bądź ost krawędzie.

Oglądane w przekroju hieroglify wleczeniowe mogą mieć różn kształty (fig. 1). Czasem są to pojedyncze wałki lub listwy, które w dogod nych okolicznościach można prześledzić na długości kilku metrów. Na częściej jednak warunki w odsłonięciach nie pozwalają na pomiary dłu gości i domyślać się tylko możemy, że ślady wleczenia kontynuują s w głąb skalnych odkrywek na wiele metrów. Bywają jednak ślady kró kie. Czasem giną one po obu stronach niepostrzeżenie i stopniowo, czase zaś urywają się raptownie z jednej strony.

Grubość wałków, a zatem pierwotna głębokość bruzd waha się w gra nicach od kilku mm do kilkunastu cm (o głębszych rynnach wleczeni wych — p. niżej str. 50).

Jak wspominaliśmy, ślady wleczenia biegną na ogół prostolinijni ale bywają czasem powyginane, a nawet wyraźnie skręcone (pl. I, fot. 2

Niejednokrotnie obserwuje się przecinanie się tych śladów na spągowej powierzchni ławic, jednakże kąt przecięcia na ogół nie przekracza 30°.

W przypadku śladów, które stopniowo i niepostrzeżenie po obu stronach zlewają się z powierzchnią spągową piaskowca, poszukiwanie przedmiotów, które je pozostawiły, obracać się będzie tylko w sferze domysłów.

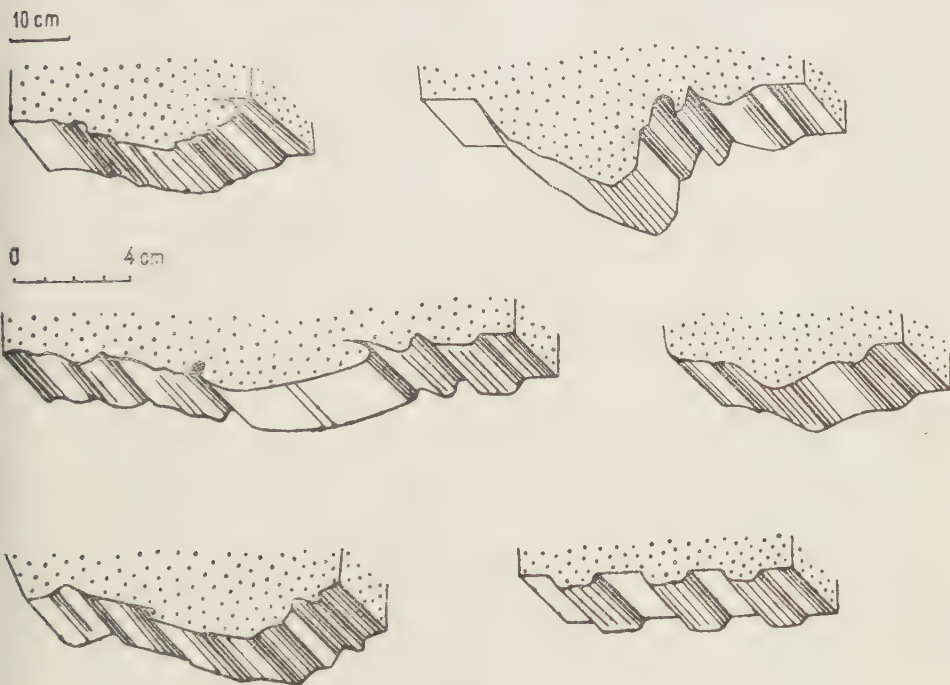


Fig. 1
Różne formy śladów wleczenia na spągu piaskowców fliszu karpackiego

Musnęły one jedynie dno i zostały uniesione dalej (fig. 2). Zdarza się jednak, i to wcale nie rzadko, że taki wędrujący przedmiot utknie w osadzie i wówczas ślad urywa się na nim nagle i bezpowrotnie. Okazało się, że w piaskowcach fliszowych ślady wleczenia urywają się często na ostrokrawędzistych okruchach łupkowych. Niżej opisane przykłady z piaskowców chochołowskich i krośnieńskich bodajże najlepiej wyjaśniają zagadnienie tych hieroglifów.

Na pl. III, fot. 1 widzimy wycinek spągowej powierzchni piaskowca krośnieńskiego z ławicy odsłoniętej w przełomie Wisłoka w Besku. Odtwarzając formę pierwotną, a więc pozytyw, w odlewie z plasteliny rekonstruujemy fragment dawnego dna morskiego. Widzimy na nim (pl. II) szereg krótkich bruzd, które z jednej strony wychodzą w powietrze, z drugiej wbijają się jak gdyby w dno pod kątem ok. 10-15°. Każda z bruzd

kończy się na jakimś ostrokrawędzistym kawałku łupku, których spora ilość mieści się w podłużnym zagłębieniu dna [2]. Ślady wleczenia poza ten pas łupków już nie wychodzą. Widzimy natomiast po jego przeciwnej stronie ciekawą formę morfologiczną — zmarszczenie, które niegdyś utworzyło się w miękkim jeszcze ile pod wpływem skośnego uderzenia pakietu okruchów łupkowych (fig. 2). Za owym zmarszczeniem powierzchnia spągowa jest już gładka, pominąwszy mały hieroglif prądowy i drobne zarysowania, o których genezie powiemy na innym miejscu (p. str. 59).



Fig. 2
Mechanizm powstawania śladów wleczenia na dnie fliszowego morza
Strzałki wskazują kierunek ruchu okruchów łupkowych, linia kreskowana — tor okruchów

Na pl. IV i V widzimy również zakończenia śladów wleczenia. Urywają się one, podobnie jak poprzednie, na ugrupowaniu ostrokrawędzistych kawałków łupkowych. Tu przesuwający się po dnie pakiet wyerodował płytką rynnę, która w piaskowym odlewie przedstawia się jako wydłużony garb zanurzający się z jednej strony stopniowo ku spągowej powierzchni ławicy, z drugiej zaś urywający się na nieregularnym skupieniu okruchów. Zwróćmy jeszcze uwagę na ważny szczegół: prostolinijny dotychczas przebieg śladów staje się w pobliżu zakończenia falistym, a poszczególne ślady zachodzą na siebie.

Odmienną nieco formą pozytywów śladów wleczenia są głębokie do kilkudziesięciu cm bruzdy, których długość mierzy się z pewnością w dziesiątkach metrów, szerokość zaś dochodzi do 1 m. Ich pochodzenie wiąże się nie z wleczeniem kilku czy kilkunastu okruchów łupkowych, lecz z przesuwaniem większej ilości materiału. Są to utwory analogiczne do rynien lawinowych, które tak często widzimy na śniegach żlebów tatrzańskich.

Liczne obserwacje, poczynione w różnych okolicach fliszu karpackiego, upoważniają do uogólnienia wniosków wyciągniętych z wyżej opisanych przykładów. Ślady wleczenia na spągowej powierzchni ławic piaskowców fliszowych są najczęściej genetycznie związane z okruchami łupków. Mniejsze i większe fragmenty tych skał znajdziemy niemal zawsze

---

[2] W piaskowcu, który jest naturalnym odlewem dna, mamy w tym miejscu nieregularną wypukłość z zachowanymi okruchami łupków, bądź z graniastymi wgłębieniami po wypadniętych kawałkach.

v tych piaskowcach, na których spągu pojawi się ten rodzaj hieroglifów.)kruchy łupkowe bywają różnej wielkości, czasem dochodzą one do kil-unastu, a nawet kilkudziesięciu cm. Częściej jednak są one mniejsze, ponieważ w trakcie wleczenia większe fragmenty ulegają rozdrobnieniu. Na pl. VI widzimy odcisk dużego kawałka łupku, który znajduje się w za-kończeniu odlewu płytkiej i szerokiej bruzdy wleczeniowej. Zachował się na nim wyraźny ślad po nieukończonym procesie rozdrabniania w postaci głębokich szczelin, które zaczęły się zarysowywać we wleczonym kawał-ku. Do całkowitego rozerwania jednak nie doszło i okruch w tym stanie pozostał już na dnie. Pierwotne szczeliny, po wypełnieniu ich piaskiem, przedstawiają się dziś jako równoległe do siebie listwy, odzwierciedlające najdrobniejsze nawet szczegóły ich postaci. Mają one miejscami na pół płynne zarysy, pochodzące z deformacji miękkiego materiału. Być może, jest to rezultat nieukończonego procesu diagenezy, choć bardziej prawdo-podobne wydaje się, że mamy tu do czynienia z wynikiem namakania i lokalnego osłabienia konsystencji już zdiagenezowanego łupku, ponie-waż w innych kawałkach, zwłaszcza mniejszych, ostre krawędzie są na-der pospolite.

Ślady wleczenia rzadziej bywają związane z drewnem, chociaż dla wielu z nich, których zakończeń nie znamy, i taka okoliczność musi być brana pod uwagę. Ponieważ butwiejące kawałki drewna mają gładkie przełamy i graniaste kształty, to wleczone po dnie pozostawią ślady, któ-rych nie da się odróżnić od śladów wleczenia łupków. Niemniej jednak bezpośredni związek śladów wleczenia z drewnem kopalnym rzadko daje się obserwować, a wśród zebranych przez nas okazów tylko jeden hiero-glif wleczeniowy urywał się na odcisku po zwęglonym kawałku drewna.

INNE HIEROGLIFY TOWARZYSZĄCE SLADOM WLECZENIA

Wśród hieroglifów z fliszu karpackiego można wyróżnić pewne for-my, które najczęściej będą występować razem. I tak np. śladom wlecze-nia towarzyszą z reguły hieroglify prądowe. Często i kierunek takich hie-roglifów jest w ogólnych zarysach ten sam, co kierunek śladów wlecze-nia. W zachodniej i południowej części fliszu podhalańskiego hieroglify prądowe i ślady wleczenia, obserwowane w różnych ławicach piaskowców chochołowskich, wskazują regionalnie w ogólnych zarysach kierunek W-E (p. fig. 3). Materiał i prądy szły w tej części zbiornika z zachodu z lekkim odchyleniem ku NE. W przypadku takich zgodności nasuwa się wniosek pokrewieństwa hieroglifów prądowych i śladów wleczenia, które zresztą należą razem do grupy syn-depozycyjnych (M. Książkiewicz, 9), a więc związanych z sedymentacją piaskowców. Przemawia za tym ich zależność od miąższości ławic, wyrażona we wzajemnym stosunku propor-cjonalnym. Na ogół im grubsze są ławice, tym większe są na ich spągu

hieroglify prądowe i ślady wleczenia (chociaż nie jest to bynajmniej regułą).

Z drugiej strony, tam, gdzie rozwinęły się w pełni i wyraźnie hieroglify organiczne, nie ma najczęściej śladów wleczenia. Zdarzają się jednak pod tym względem godne uwagi wyjątki *(9)* i do nich jeszcze w dalszej części tej pracy powrócimy (str. 61). Ogólnie biorąc możemy jednak

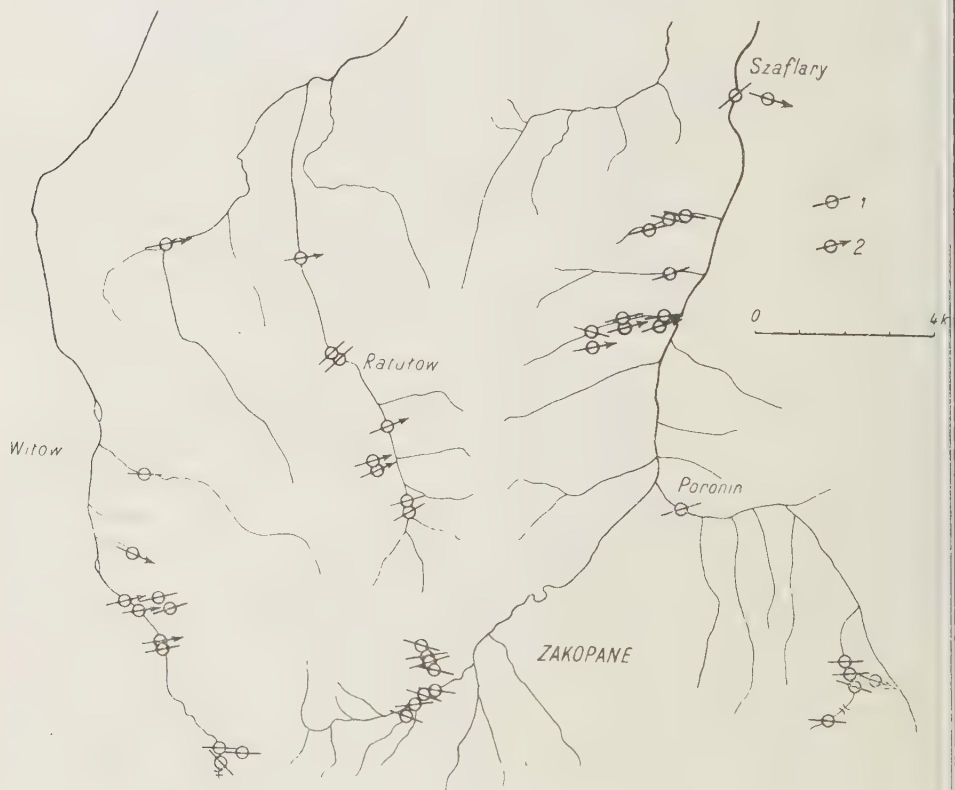


Fig. 3

Schematyczna mapa kierunków śladów wleczenia i hieroglifów prądowych w piaskowcach fliszu podhalańskiego

1 kierunki śladów wleczenia, *2* kierunki hieroglifów prądowych

powiedzieć, że wyraźne hieroglify organiczne i wyraźne ślady wleczenia eliminują się nawzajem. Pierwsze z nich należą zresztą do grupy hieroglifów pre-depozycyjnych *(9)*, więc powstały w okresie poprzedzającym osadzenie się piaskowca, ostatnie zaś są nierozerwalnie związane z aktem depozycji i ze zmianami, które niejednokrotnie doprowadzały do zatarcia wcześniejszych śladów organicznych i do zupełnej zagłady życia.

STOSUNEK HIEROGLIFÓW DO PODŚCIEŁAJĄCYCH PIASKOWCE ŁUPKÓW

Jak wiadomo, większość hieroglifów, z pominięciem tych, które utworzyły się w spągu świeżej jeszcze i miękkiej ławicy piasku, są to odlewy szczegółów morfologicznych istniejących niegdyś na dnie morza fliszowego. Było to dno ilaste. Dzisiejsze łupki reprezentują w skali czasowej o wiele dłuższe okresy niż ławice piaskowców, w powolnej zaś sedymentacji osadu ilastego zamyka się większa część historii rozwoju geosynkliny karpackiej.

Sposób, w jaki mogły się utworzyć i zachować pod wodą w miękkim ilastym materiale subtelne formy hieroglifowe, był i jest jeszcze przedmiotem dyskusji, której tu powtarzać nie będziemy. Przychylamy się do tych poglądów, według których konsystencja iłu morskiego niekoniecznie miała być tak słaba, aby ślady w nim utworzone zasklepiały się natychmiast z powrotem *(7, 17)*. Wykonane na głębokości 800 m fotografie współczesnego dna morskiego wysłanego iłem (u wybrzeży kalifornijskich) potwierdziły w pełni słuszność takiego zapatrywania (Northrup, *16)*. Widać na tych fotografiach m. in. wyraźne ślady pełzania. Taka konsystencja iłu może być spowodowana nie tylko prądami dennymi, lecz również bardzo powolną sedymentacją. Ślady wleczenia mają jednak miejscami wprost niewiarogodnie ostre krawędzie i podwieszone ściany. W tym przypadku należałoby więc, obok wspomnianej dość trwałej konsystencji, dopuścić istnienie jeszcze innych okoliczności, które przyczynić się mogły do powstania konturów o tak zdumiewającej ostrości. Prądy zawiesinowe (str. 55) np. mogły w tym przypadku zmieść najbardziej powierzchniowe i najbardziej miękkie warstewki iłu dennego, w konkretnym zaś przypadku podwieszeń (fig. 6) niewątpliwie duży udział w ich powstawaniu miała kompakcja osadu ilastego (str. 62).

Szczegóły morfologiczne w ile (pozytywy hieroglifów) mogły zachować swoją indywidualność, dopóki nie został on przysypany piaskiem. Już pod niewielkim stosunkowo naciskiem (zwłaszcza przy dużym ciśnieniu ze wszystkich stron) iły zachowują się plastycznie; rozpływają się na boki, wciskają się z łatwością w szczeliny powstałe w niezupełnie jeszcze stężałym i skonsolidowanym piasku (p. niżej str. 64; pl. VII, fot. 1). Pierwotna struktura sedymentacyjna ulega przy tym zupełnemu zatarciu, ił zaś przekształca się szybko w typowy tektonit — łupek fliszowy. Dlatego też, czy to jako toczeńce w nieskonsolidowanych osuwiskach, czy to jako okruchy w piaskowcach fliszowych, łupki fliszowe niewiele się różnią od łupków, które podścielają ławice piaskowcowe i które nieosłonięte przeszły przez całą historię tektoniczną geosynkliny. Szukanie przeto oryginalnych pozytywów w łupkach jest bezcelowe, tym bardziej, że nie ma bodaj takiego miejsca we fliszu, w którym by stykające się pierwotnie

partie łupków i piaskowca zachowały to położenie w czasie fałdowań. Przy tego rodzaju ruchach przesunięcia między ławicami, choć często nie widoczne, są regułą.

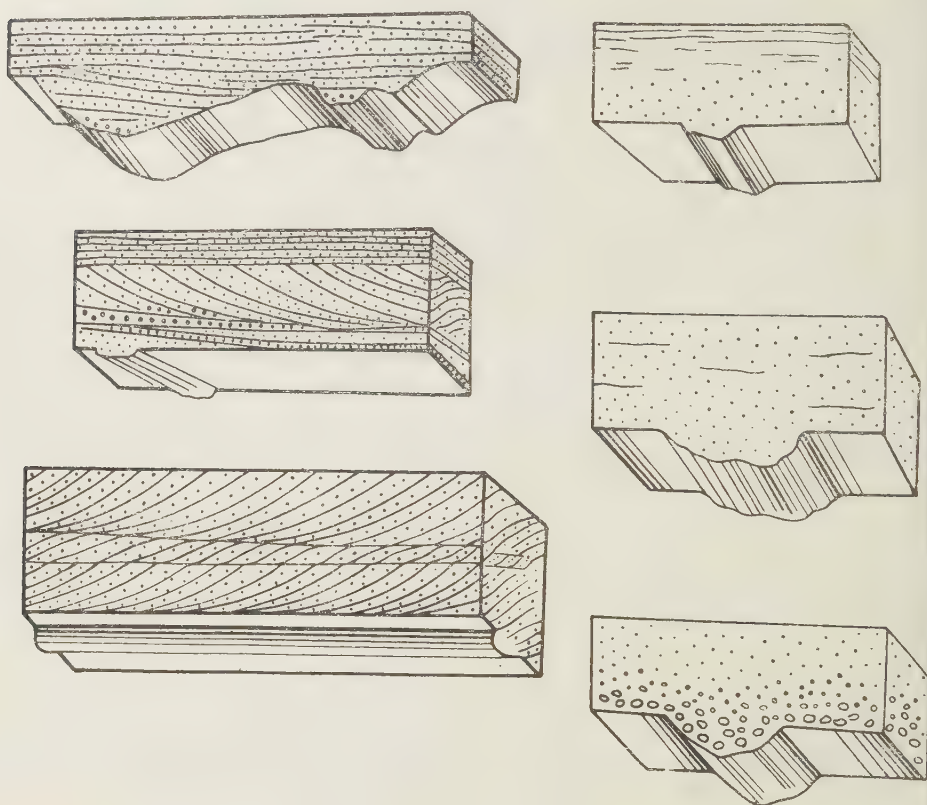


Fig. 4
Typy strukturalne ławic, na których spągu występują ślady wleczenia

TYPY STRUKTURALNE ŁAWIC Z HIEROGLIFAMI WLECZENIOWYMI ORAZ GENEZA ŚLADÓW WLECZENIA W ŚWIETLE TEORII PRĄDÓW ZAWIESINOWYCH

Uwagi wstępne

Ślady wleczenia pojawiają się na spągu ławic o różnym wykształceniu strukturalnym[3]. Występują one na spągowej powierzchni piaskowców o uwarstwieniu laminowanym, przekątnym, złożonym oraz frakcjo-

---

[3] Przez słowo „struktura" rozumiemy przestrzenne uporządkowanie składników skały. Używamy tego terminu w znaczeniu analogicznym, jakie ma on w tektonice (np. struktura fałdowa).

nalnym[1] i wreszcie na powierzchni spągowej piaskowców jednorodnych[5]. Ponadto ślady wleczenia pojawiają się na spągowej powierzchni ławic o złożonej budowie, np. bezwarstwowych w partiach spągowych, laminowanych zaś lub przekątnie uwarstwionych w partiach stropowych.

W typowych zlepieńcach i żwirowcach ilastych[6] śladów wleczenia oraz innych hieroglifów nie obserwowaliśmy.

Jak widzimy, ślady wleczenia występują na spągowej powierzchni piaskowców o różnym typie strukturalnym. Nasuwa się przeto pytanie, czy z wszystkimi tymi ławicami ślady wleczenia są bezpośrednio związane genetycznie. Przez pojęcie bezpośredniego związku genetycznego będziemy rozumieli taki przypadek, gdzie ślady wleczenia są wywołane przez okruchy transportowane razem z tym osadem, który tworzy następnie ławicę piaskowca. Tym złożonym zagadnieniem, które wiąże się ściśle z teorią prądów zawiesinowych, zajmiemy się poniżej.

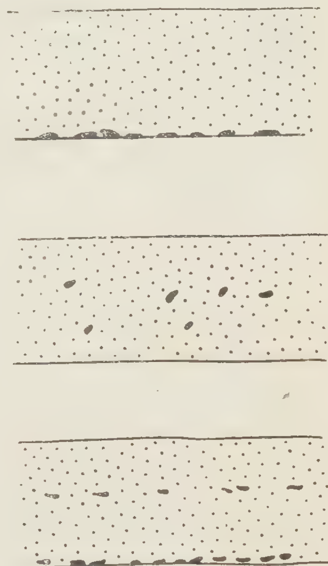


Fig. 5
Rozmieszczenie przestrzenne okruchów łupkowych w bezwarstwowych piaskowcach fliszowych

Aby uniknąć nieporozumień z powodu nieustalonej jeszcze w języku polskim terminologii podmorskich ruchów masowych, określimy na wstępie, co rozumiemy przez termin „osuwisko podmorskie", a co przez „prąd zawiesinowy".

Osuwiskiem podmorskim będziemy nazywali zsuwający się pod wpływem grawitacji płat osadów bez rozproszenia w fazie ciekłej (niem. Gleitung, ang. sliding). Prąd zawiesinowy jest to natomiast dwufazowy układ rozpraszający (dyspersyjny). Jego definicja z uwagi na obszerną literaturę nie wymaga komentarzy (H. S. Bell 2, Ph. H. Kuenen *10*, Ph. H. Kuenen & C. I. Migliorini *13*, C. I. Migliorini *14)*. Między osuwiskami a prądami zawiesinowymi istnieją oczy-

[1] Wymienione wyżej typy litologiczne zostały wyróżnione i opisane przez M. Książkiewicza we fliszu karpackim, przeto pomijamy tu ich charakterystykę.

[5] Mamy tu na myśli piaskowce zwykle o drobnym ziarnie, pozbawione widocznego warstwowania lub o bardzo słabo zaznaczonej laminacji czy gradacji frakcjonalnej.

[6] Terminem „żwirowiec ilasty" określamy sypkie skały żwirowe o spoiwie ilastym. Są one bezwarstwowe; pojawiające się w nich powierzchnie oddzielności, równoległe do spągu i stropu, są przypuszczalnie wywołane kompakcją i czynnikami tektonicznymi.

wiście przejścia ciągłe w postaci np. osuwisk nieskonsolidowanych (niem. Rutschung) z pozawijanymi w toczeńce płatami pierwotnych ławic.

Współczesna teoria prądów zawiesinowych dokonała, jak wiadomo, przewrotu w naszych dotychczasowych pojęciach o sedymentacji fliszu karpackiego *(9)*. Ślady wleczenia, o których piszemy i których bodaj żadna przedtem koncepcja sedymentacyjna nie mogła wyjaśnić w sposób zadawalający, są na tle tej właśnie teorii czymś zupełnie naturalnym i oczywistym. I na odwrót, badania nad śladami wleczenia, a zwłaszcza nad sprawą genetycznego powiązania z ławicami, nie tylko mogą rzucić nowe światło na zagadnienie tektonicznego rozwoju geosynkliny karpackiej, ale i wyjaśnić wiele szczegółów w samej koncepcji prądów zawiesinowych. Dlatego też potraktowaliśmy problemat tych hieroglifów jako zagadnienie nierozerwalnie związane z całokształtem sedymentacji ławic piaskowcowych fliszu.

Zlepieńce i żwirowce ilaste

Według współczesnych poglądów na sedymentację fliszu ławice zlepieńców egzotykowych, żwirowce ilaste, wreszcie niektóre iły egzotykowe (Wildflysch Fazies w Alpach) są formami akumulacyjnymi bardzo gęstych prądów zawiesinowych (Carozzi *3*, Natland i Kuenen *15*, Kuenen *12*, Wieser *20)*. Przesuwający się po dnie prąd tego typu, wlokąc ze sobą różnorodny materiał skalny, dysponuje ogromną ilością narzędzi, zdolnych do żłobienia śladów. Ale właśnie z powodu dużej ilości narzędzi żłobiących prąd nie pozostawia po sobie wyraźnych hieroglifów wleczeniowych, gdyż liczne, wyżłobione w ilastym podłożu ślady są wzajemnie przez siebie zacierane. W rezultacie powierzchnia dna, po której przesuwa się taki prąd, zostaje mniej lub więcej wygładzona. Prąd zawiesinowy, niosący ze sobą dużo grubego materiału, nie pozostawia zatem hieroglifów wleczeniowych, a jego wpływ na morfologię dawnego dna wyrazić się może w erodowaniu obszerniejszych zagłębień.

Piaskowce o warstwowaniu frakcjonalnym

W piaskowcach o uwarstwieniu frakcjonalnym, których powstanie obszernie ostatnio opisał M. Książkiewicz *(9)*, możliwości zachowania się śladów wleczenia są o wiele lepsze, niż w zlepieńcach. Dotyczy to głównie tych piaskowców, które posiadają mniejsze ilości żwirów. W składach tego typu niemal z reguły występują fragmenty łupków (Kuenen & Migliorini *13*, Migliorini *14*, Książkiewicz *9)*, które, wleczone po dnie prądem zawiesinowym, mogą pozostawić po sobie tego rodzaju hieroglify. Ślady wleczenia występujące na spągu takich ławic są z nimi bezpośrednio genetycznie związane.

Piaskowce jednorodne

Zajmiemy się obecnie nieco szczegółowiej grupą piaskowców o strukurze niewyraźnej, często bezwarstwowej, które nazwaliśmy jednorodnymi. Geneza tych skał nie jest jeszcze dokładnie poznana. W piaskowcach, o których piszemy, znajdujemy często okruchy łupków różnej wielkości. Czasem występują one sporadycznie i tkwią bezładnie w różnych częściach ławicy. Czasem łupki grupują się tylko w spągowych partiach ławicy, czy też pojawiają się w postaci wtrąceń poziomych lub ukośnych. Orientacja okruchów bywa rozmaita: niektóre leżą skośnie, inne poziomo lub pionowo.

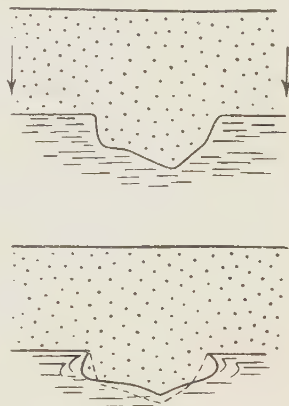


Fig. 6
Deformacja śladu wleczenia pod wpływem kompakcji osadu
1 przypuszczalna forma pierwotna hieroglifu (linia kreskowana), *2* forma zniekształcona z podwieszonymi ścianami

Pomimo braku takich struktur, które zwykło się przyjmować za dowód sedymentacji w prądach zawiesinowych (uwarstwienie frakcjonalne), i w tym przypadku musimy się do nich uciec, aby wyjaśnić obecność wspomnianych wyżej fragmentów łupkowych.

Jednorodność i dobre przesortowanie piaskowców tego typu może być niekiedy wskaźnikiem długiego transportu w prądzie zawiesinowym (Książkiewicz, 9), który osadził przedtem grubszy materiał żwirowy (p. niżej fig. 7).

Powstać może również i taka okoliczność, że prąd zawiesinowy już od samego początku niósł drobny materiał dobrze wysortowany. Na pe-

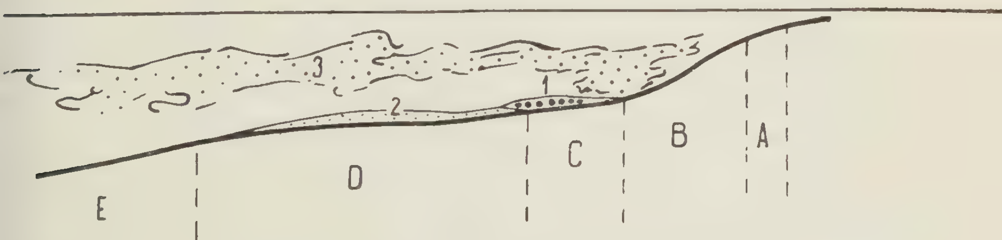


Fig. 7
Rejony erozji i depozycji prądu zawiesinowego
A rejon zaczątkowego osuwiska, *B* rejon erozji prądu głównego i powstawania wtórnych prądów zawieszonych, *C* rejon osadzania się grubego materiału (frakcjonalne uwarstwienie) i tworzenia się śladów wleczenia, *D* rejon sedymentacji materiału drobniejszego, niesionego przez prąd główny, i tworzenia się śladów wleczenia, *E* rejon wyłącznej sedymentacji prądów zawieszonych (uwarstwienie laminowane). Prądy zawieszone (3) sedymentują również w rejonach *B*, *C*, *D*

ryferii zbiornika fliszowego mógł bowiem gromadzić się piasek, składa przez prądy płynące równolegle do brzegu, tak jak to się dzieje wsp cześnie na wybrzeżach Bałtyku. Piaski takie bywają dobrze przesortow ne i jednorodne.

W wielu przypadkach prądy zawiesinowe mogą być wywołane os wiskiem całego kompleksu takich właśnie piaszczystych osadów i st bierze się ich jednorodność i wysoki stopień przesortowania. Fragmen łupków, które w takim prądzie są w pewnym znaczeniu ciałami obcyr albo zostały wyerodowane z dna (fig. 8B), lub też znajdowały się w form ławic w kompleksie osadów, który obsuwając się dał początek lawinie pc morskiej (fig. 8A). Z chwilą, gdy lawina przekształciła się w prąd zaw sinowy, już zdiagenezowane ławice łupków uległy rozdrobnieniu.

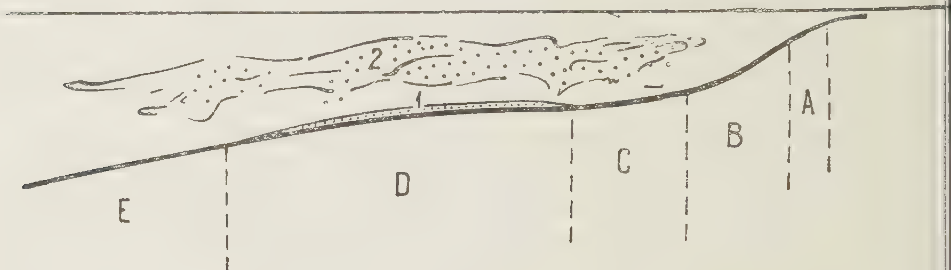


Fig. 8

Rejon erozji i depozycji prądu zawiesinowego, niosącego od początku materiał drob i przesortowany

A rejon zaczątkowego osuwiska, *B* rejon erozji, *C* rejon, po którym przeszedł pr główny nie pozostawiając osadów, utworzywszy jednak ślady wleczenia, *D* rej sedymentacji prądu głównego (1) i tworzenia śladów wleczenia, *E* rejon wyłączn sedymentacji prądów zawieszonych

Okruchy wleczone po dnie pozostawiają ślady, o których mówiliśm na wstępie. Niektóre z nich są unoszone ponad dnem i tylko od czasu czasu jakiś fragment muśnie jego powierzchnię, po czym porwany da pozostawi po sobie wygasającą obustronnie bruzdę. Niekiedy odbija s szereg razy od dna, znacząc ciągnący się prostolinijnie, przerywany śla Inne fragmenty, ciśnięte gwałtowniejszą turbulencją lub wypadkową n bytego pędu masy i własnego ciężaru, zaryją się głębiej i pozostawiws krótkie ślady zostaną już na dnie (fig. 2a i pl. II). Zdarzyć się może, że t ki okruch zostanie ponownie oderwany przez prąd i tylko zagłębienie, w pełnione później piaskiem, wskazuje nam miejsce jego chwilowego sp czynku (fig. 2c).

Ponieważ poruszający się układ dyspersyjny jest w stanie gwałto nej turbulencji, okruchy mogą w pewnym zakresie zmieniać kierunek sw go przebiegu. To powoduje zjawisko przecinania się śladów wleczen

genetycznie związanych z tym samym prądem. Im szybszy jest ruch prądu, tym bardziej zbliżone do linii prostej są tory okruchów, a zarazem tym mniejszy jest kąt przecięcia się śladów. Z chwilą jednak, gdy zamieranie ruchu w prądzie lub tarcie o dno wleczonego okrucha spowoduje zmniejszenie się jego prędkości, prostolinijność torów będzie mniej zaakcentowana. Pęd masy nie będzie już dominującym czynnikiem w porównaniu z turbulencjami bocznymi, przeto skrzywienia, a nawet skręcenia torów należeć będą do zjawisk pospolitych. I to właśnie obserwujemy przy zakończeniach śladów, tam gdzie urywają się one na łupkach (pl. V).

Ślady wleczenia są zatem genetycznie i bezpośrednio związane z tym właśnie typem strukturalnym piaskowców. Ich stan zachowania zależeć będzie od charakteru prądu, z którego powstała dana ławica piaskowcowa. Jeżeli prąd taki mógł erodować podłoże, to mógł również zacierać własne ślady wleczenia. Na spągowej powierzchni ławic niektórych piaskowców jednorodnych widzimy często gładkie powierzchnie, na których poza drobnymi zarysowaniami nie ma innych nierówności. Zarysowania te są przypuszczalnie dziełem trącego o dno piasku.

Piaskowce laminowane

Bardzo wyraźne ślady wleczenia pojawiają się, zachowane niekiedy z najbardziej subtelnymi szczegółami, na spągowej powierzchni piaskowców drobnoziarnistych o uwarstwieniu laminowanym. Zagadnienie bezpośredniego związku genetycznego między tym typem strukturalnym a śladami wleczenia jest bardzo złożone.

Gdybyśmy przyjęli wyłącznie hipotezę powstania piaskowców o laminowanym uwarstwieniu na drodze rytmicznego opadu subtelnej zawiesiny w warunkach zasadniczo spokojnych (Barrell 1917, *1)*, nie byłoby potrzeby upatrywania bezpośredniego związku między śladami wleczenia a samą sedymentacją tych piaskowców. Jest bowiem oczywiste, że przesuwania sporych kawałków łupków, i to w sposób najwyraźniej gwałtowny (np. proste ślady wleczenia), nie można pogodzić z koncepcją spokojnej sedymentacji piaskowców laminowanych.

Dziś jednak patrzymy na zagadnienie sedymentacji tych skał również z punktu widzenia teorii prądów zawiesinowych. M. Książkiewicz *(9)*, zrywając z dotychczasowymi poglądami, wiąże genezę piaskowców laminowanych z bardzo rozcieńczonymi prądami zawiesinowymi.

W środowisku morskim tego typu prądy mogą powstawać z różnych powodów. Wzbudzać je może np. silne falowanie w strefie litoralnej, skąd rozchodzą się one w głąb basenu sedymentacyjnego *(9)*. W tym przypadku nie mielibyśmy żadnego związku genetycznego między piaskowcami

laminowanymi o tej genezie a występującymi na ich spągu śladami wleczenia, prądy te byłyby bowiem zbyt słabe, by przenosić na większe odległości znaczne stosunkowo fragmenty łupków, jakie są znajdowane w zakończeniach hieroglifów wleczeniowych.

Laminacja może jednak powstawać w rezultacie wypadania materiału z wtórnych prądów zawiesinowych (por. fig. 7 i 8), które wzbijają się w górę przy przechodzeniu gęstszego prądu głównego, toczącego się po dnie (Książkiewicz, *9*). Prądy te są jednak zbyt słabe, aby transportować i wlec fragmenty łupkowe, tym bardziej, że rozprzestrzeniają się one wolno. Zarówno te prądy, jak i same ślady wleczenia są wywołane wspólną wprawdzie przyczyną, a mianowicie przejściem prądu głównego, lecz stosunek genetyczny, który je wiąże, jest tylko pośredni. Aby wyjaśnić, skąd się wzięły ślady wleczenia na spągowej powierzchni drobno laminowanych piaskowców, należałoby rozpatrzyć przypadek teoretyczny, który można w pewnym zakresie odtworzyć łatwo doświadczalnie w zwyczajnej kałuży (fig. 8).

Prąd zawiesinowy zaczyna się osuwiskiem w strefie A. Stąd, albo z rejonu B, pobiera on okruchy łupkowe. Następnie główny prąd, który toczy się dnem, unosi je do rejonu C. Tam, z powodu rozcieńczenia prądu, który właśnie w rejonie C posiada największą szybkość, okruchy te wypadają i wleczone po dnie pozostawiają po sobie ślady. Drobniejszy materiał piaszczysty prądu głównego zostaje jednak w wyniku nabytej prędkości uniesiony dalej i sedymentuje dopiero w rejonie D. Ślady wleczenia w rejonie C reprezentują zatem w tym przypadku epizodyczny akt przejścia prądu zawiesinowego, któremu nie towarzyszyła na danym odcinku sedymentacja.

Wzniecone przy przechodzeniu prądu głównego przez rejon B wtórne prądy zawiesinowe (p. wyżej) przez dłuższy czas sedymentują na rozległym obszarze B, C, D i E powodując powstawanie ławic laminowanych. W rejonie C laminy osiadają na świeżo wyżłobionych śladach utrwalając ich kształty[7].

[7] Sedymentację takich pyłów można przyrównać do zjawisk obserwowanych we współczesnych lawinach śnieżnych. Przed kilku laty np. zeszła duża lawina z Mięguszowieckich Szczytów w Tatrach. Zaczęła się ona w górnej części północnej ściany i w postaci szybkiego prądu zawiesinowego przeszła przez jej część środkową i tzw. Kocioł wzbijając tumany pyłu śnieżnego. Główna masa lawiny zatrzymała się dopiero przy samym stawie. Wzbudzone przez nią potężne chmury delikatnych śnieżnych prądów sedymentowały przez długi czas na odsłoniętych ponownie przez lawinę częściach ściany zasypując subtelnym pyłem głębokie ślady wleczenia, pozostawione w podścielającym, bardziej scementowanym śniegu przez kawałki kamieni, lodu i twardszego śniegu. Ponadto chmury pyłów śnieżnych wyprzedziły zatrzymujący się prąd główny i dotarły aż do Roztoki (ok. 5 km dalej).

Między utworzeniem się śladu wleczenia a początkiem sedymentacji robnego materiału z prądów zawieszonych[8] nie upłynęło w tym przyadku wiele czasu. Można nawet przypuszczać, że zaczęła się ona zaraz o przejściu głównej masy i stąd pochodzą owe szybko utrwalone przez sad nadzwyczaj ostre zarysy obserwowane w takich hieroglifach. Nieiedy jednak, zanim ślad zostanie przysypany, upłynie tak długi okres zasu, że zdążą się utworzyć hieroglify organiczne. Sedymentacja piasowca laminowanego nie będzie wtedy nawet pośrednio związana z tymi ladami, a delikatne prądy zawiesinowe, powodujące powstawanie lamin, ie mają w tym przypadku nic wspólnego z prądem, który pozostawił hieoglify wleczeniowe.

Natomiast wydaje się, że może istnieć związek bezpośredni śladów leczeniowych z powstawaniem ławic o złożonej strukturze, których pare spągowe zawierają materiał niewarstwowany i nieco grubszy, reszta aś ławicy ma uwarstwienie laminowane. Przypuśćmy, że po skłonie B ig. 9) spływa gęsty prąd złożony z masy jednorodnego piasku z frag-

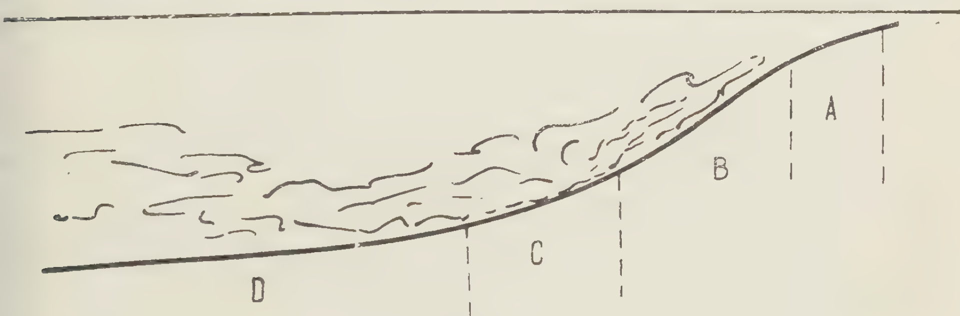


Fig. 9

Rejony erozji i depozycji rozpraszającego się prądu zawiesinowego
rejon zaczątkowego osuwiska, *B* rejon erozji, *C* rejon zupełnego rozproszenia rądu głównego i tworzenia się śladów wleczenia, *D* rejon wyłącznej sedymentacji prądów zawieszonych

ientami łupków. Jeżeli droga, jaką prąd ten przebywa w rejonie B, jest dpowiednio długa, prąd główny może tam nabyć takiej szybkości, że iększa część toczącej się po dnie masy wzbije się w górę, dając prądy awieszone. W rejon C dostaje się tylko nieco grubszy materiał wraz fragmentami łupków żłobiącymi ślady, który tutaj sedymentuje. Na

[8] Prąd zawiesinowy w pewnych przypadkach składa się z prądu głównego, ardziej gęstego, który płynie po dnie, i rozcieńczonych prądów wtórnych, które iogą rozprzestrzeniać się „zawieszone" ponad dnem. Termin „prąd zawieszony" wproadza do literatury polskiej M. Książkiewicz *(9)*.

nim osiadają kolejno poszczególne „chmury" dając w rezultacie ławi o budowie złożonej. Związek śladów wleczenia (w C) z powstawanie ławicy o budowie złożonej jest zatem bezpośredni.

Ławice o warstwowaniu przekątnym

Przechodzimy z kolei do ostatniego typu strukturalnego, a mian wicie do ławic o uwarstwieniu przekątnym. Utworzyły się one w rezu tacie działania prądu, który przetaczał złożony już osad. Z uwagi na dro ne ziarno osadu i subtelność jego warstwowania musimy przyjąć, że prąc musiały mieć tu prawdopodobnie szybkość rzędu 20—30 cm/sek. (Ksią kiewicz, *9*), nie mogły więc one wlec okruchów łupkowych, których ro miary dochodzą do kilkunastu cm. Między ławicami o przekątnym uwa stwieniu a występującymi w ich spągu śladami wleczenia nie ma zate w tym przypadku ani pośredniego, ani bezpośredniego związku przyczy nowego. Prądy trakcyjne mogły wprawdzie powstać jako echo prądó zawiesinowych, ich związek jednak ze śladami wleczenia jest ostateczn bardzo daleki. Ławice o warstwowaniu przekątnym przysypywać mog tylko już uprzednio utworzone ślady.

PSEUDOHIEROGLIFY I HIEROGLIFY POST-DEPOZYCYJNE

Grupa hieroglifów post-depozycyjnych obejmuje szereg struktur p wstałych na spągu i na stropie ławic, struktur, które związane są z pr cesami zachodzącymi zarówno wewnątrz w osadzonej już ławicy piasl (ewent. piaskowca), jak i na jej powierzchni. W zasadzie jednak tylko ostatnie zasługują na miano hieroglifów, gdyż odzwierciedlają nam o przebieg zjawisk zachodzących na dnie morza podczas sedymentac Struktury post-depozycyjne na spągowej powierzchni są po części wyr zem tych procesów, które stoją na pograniczu zainteresowań tektoni i sedymentologii. Poświęcamy im tutaj osobny rozdział, chociaż bezp średnio z głównym tematem tej pracy się nie wiążą, gdyż występują o w towarzystwie śladów wleczenia i deformują je nieraz w ten czy inr sposób, poza tym zaś są one częściowo dalszym ciągiem tych procesó sedymentacyjnych, o których mówiliśmy poprzednio.

Wspominaliśmy, że jeżeli nie wszystkie podwieszenia na ścianac śladów wleczenia, to część ich przynajmniej jesteśmy skłonni uważać objaw kompakcji osadu pod wpływem ciężaru osadzonej ławicy piaskov ca. Właściwie są to tylko deformacje hieroglifów, lecz nie pseudohierogli w ścisłym tego słowa znaczeniu. Nie zawsze da się jednak oddzielić zni kształcone struktury hieroglifowe od pseudohieroglifów powstałych ni zależnie od nich. Bardzo często widzimy np. na spągowej powierzch ławic wypukłości spękane szczelinami w kształcie litery V — typowy

szczelinami rozszczepienia, jakie obserwujemy zresztą powszechnie przy zjawiskach tektonicznych. Tu jednak rozszczepienie nastąpiło w świeżym jeszcze osadzie. Nie widzimy ani śladu strzałki, krawędzie zaś szczelin mają często miękki, na pół płynny zarys. Nieraz spotykamy tu formalne rowy tektoniczne, oczywiście na maleńką, centymetrową skalę, rowy takie, jakie powstają przy objawach tensji na wypukłościach wypaczanych ławic (pl. VII, fot. 1). W tym przypadku mamy, rzecz jasna, obraz odwrócony. Tensja objawiła się na spągowej powierzchni ławicy, ponieważ wypaczenie skierowane było ku dołowi (fig. 10). Oczywiście, w wielu przypadkach zalążkiem takiej pseudohieroglifowej wypukłości była poprzednio istniejąca, bądź z rozmycia, bądź z jakiejkolwiek innej przyczyny, zaklęsłość na dnie.

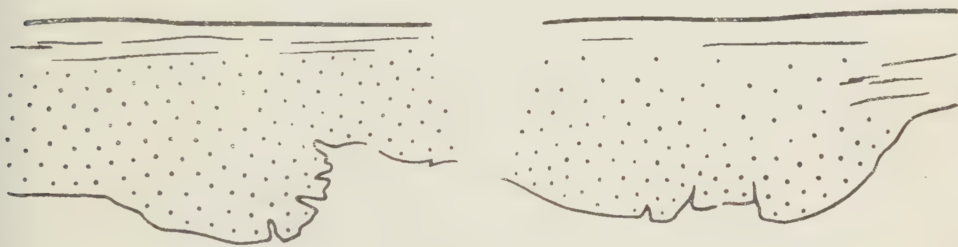


Fig. 10
Deformacje post-depozycyjne w jednorodnym piaskowcu (spąg)

W rynnach wleczeniowych obserwujemy nieraz przesunięcia poszczególnych śladów względem siebie. W tym przypadku mamy raczej do czynienia z „plastycznym płynięciem" iłu ku wyżłobionej zaklęsłości jeszcze przed przykryciem go osadem piaszczystym. Deformacje o charakterze uskoków, które widzimy na zaklęśnięciach rynny wleczeniowej (pl. V), należy uważać za objawy nierównomiernej kompakcji lub za ewentualne osuwanie się osadzonej ławicy. Również i drobne uskoki, które przecinają ślady wleczenia na pl. VIII, należą do kategorii pseudohieroglifów. W laminowanym piaskowcu kontynuują się one w głąb zaznaczając się wzajemnymi przesunięciami między warstewkami. Czasem jednak żadnego śladu przesunięć nie widać i wówczas nasuwa się możliwość wcześniejszego utworzenia takich stopni uskokowych, które by można uważać za hieroglify, jak to uczynił Grossheim *(6)*. W przypadku jednak struktury jednorodnej ławicy zagadnienie jest już bardziej skomplikowane: gdy przesunięcie następuje w miękkim jeszcze (aczkolwiek spoistym) piasku bez laminacji, ślad przesunięcia i tak nie jest widoczny.

Mamy wreszcie przejawy wzajemnego horyzontalnego przesuwania się poszczególnych części ławicy piaskowej względem siebie. Powstają

wówczas charakterystyczne szczeliny rozrywu „en échelon". Poniewa tworzą się one w stosunkowo miękkim jeszcze i nie skonsolidowanym osa dzie, towarzyszą im zmarszczenia, których w analogicznych szczelinac tektonicznego pochodzenia nie obserwujemy.

Ponadto pojawiają się na spągowej powierzchni krzyżujące się spę kania z minimalnymi przesunięciami pionowymi (pl. III, fot. 2). Są on wytworzone przypuszczalnie przez kierunkowy nacisk w niestężałej jesz cze masie piaszczystej.

Wszystkie wyżej opisane zjawiska wskazują na to, że proces konsc lidacji ławicy piaskowej przechodzi zwolna. W wielu przypadkach zacier się granica między procesami sedymentacyjnymi a mikrotektonicznym Takie zmiany mogą być jeszcze przejawem tendencji do ruchu w zamie rającym prądzie zawiesinowym, który złożył swoje osady na pochyłyr stoku lub ma jeszcze resztki energii kinetycznej.

Do pseudohieroglifów zaliczalibyśmy również tzw. hieroglify rozpły wowe („Gefliessmarken" Fuchsa, *4*, oraz Książkiewicz, *9)*, które powsta ją wówczas, gdy ił marszczy się pod ciężarem ławicy piasku *(19)*. Jeże do tego procesu dołączy się działanie dodatkowych sił bocznych o jednyr kierunku, w rezultacie np. powolnego obsuwania się całego płata piask na pochylonym lekko dnie, wówczas powstaje rzędowe ułożenie tych pseu dohieroglifów rozpływowych, z obserwowaną przez M. Książkiewicza asy metrią. W krańcowym przypadku takiego procesu powstają często form zbliżone wyglądem do pręg falistych. Stopniowe przejścia od nieregular nych, poduszkowatych pseudohieroglifów rozpływowych do bardziej re gularnych fałdów na powierzchni spągowej obserwował jeden z autoró tej pracy w profilu warstw krośnieńskich, odsłoniętym w Besku.



Fig. 11
Drobne uskoki post-depozycyjne n spągu ławicy laminowanej

Podobne formy morfologiczne występują także w stropowych par tiach ławic. Tutaj zjawisko to można uchwycić jako odkształcenie typ fałdowego, ponieważ stropowa część ławic bywa często laminowana. Z ty mi zjawiskami wiąże się przypuszczalnie „skorupowatość" stropowyc partii niektórych ławic, obserwowana w warstwach krośnieńskich i w fliszu podhalańskim. „Skorupowatość" taka na stropie ławic wyraża si w nieregularnych, poduszkowatych nabrzmieniach. Formy te miejscam przechodzą w wydłużone wypukłości i zaklęśnięcia uszeregowane rzęda mi, czasem zaś w formy zbliżone do ripple-mark'ów (fig. 12). Istnieją hi

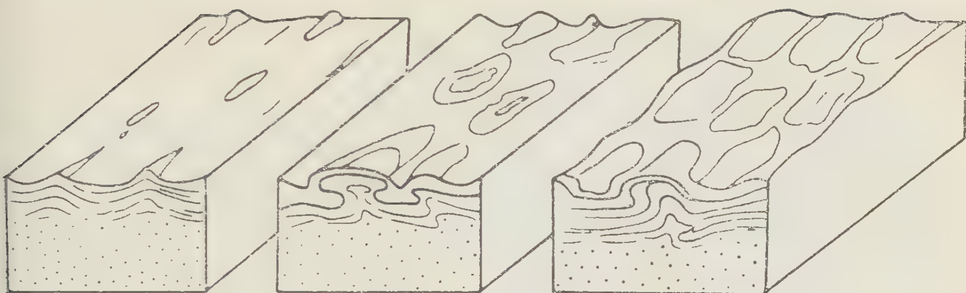


Fig. 12
Spływy grawitacyjne laminowanej części ławicy i tworzenie się struktury skorupowej

potezy, według których takie struktury należy wiązać z wydobywaniem się gazu lub wody, wyciskanej przez ciężar gromadzącego się nadkładu (Migliorini, *14*). W naszym przypadku hipoteza ta jest trudna do przyję-

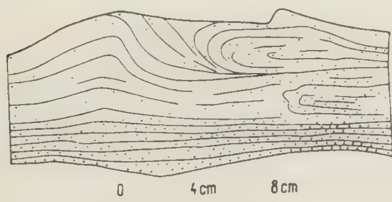


Fig. 13
Fałdy sedymentacyjne w stropowych partiach ławicy „skorupowej"

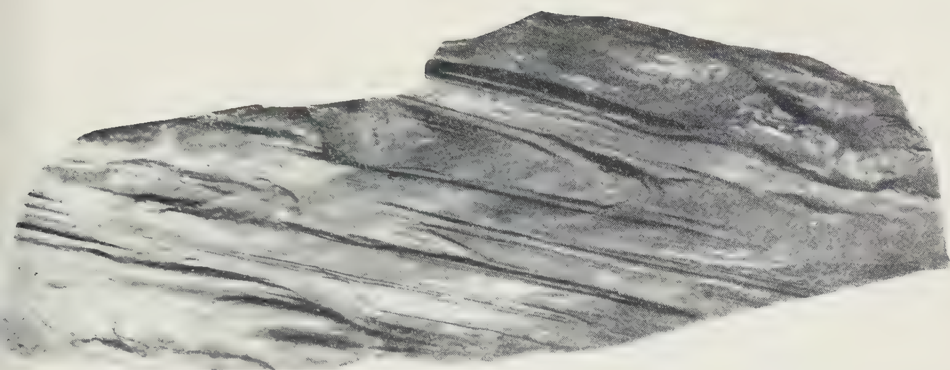
cia, ponieważ w profilu obserwuje się przejścia w regularne fałdy sedymentacyjne lub nawet w fałdy obalone (fig. 12, 13). Charakterystyczną cechą bywa tutaj dysharmonijne fałdowanie w obrębie lamin.

Pracownia Geologiczno-stratygraficzna PAN w Krakowie
i Zakład Geologii Fizycznej AGH (dawniej UJ)
Kraków, październik 1954 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. BARRELL J. Rhytms and measurement of geologic time. — Bull. Geol. Soc. Amer., 28. 1917.
2. BELL H. S. Density currents as agents for transporting sediments. — Journ Geol., 50. 1942.
3. CAROZZI A. „Turbidity currents" et brèches multicolores du Purbeckièn du Grand-Salève (Haute Savoie). — Arch. Sci., vol. 4, fasc. 3. Genève 1951.
4. FUCHS T. Studien über Fukoiden und Hieroglyphen. — Denkschr. Akad. Wiss. Mat.-Nat. Cl., B. 62. Wien 1895.
4a. GOŁĄB J. Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the Flysch of Podhale. — Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź, vol. V, 1, 1954.

5. GÖTZINGER G. & BECKER H. Zur Gliederung des Wienerwildflysches. — Jb. Geol. Bundesanst., B. 82. 1932.
6. GROSSHEIM V. A. O značenii i metodike izučenija gieroglifov (na materia[l] Kavkazskogo fliša). — Izv. Akad. Nauk SSSR. 1946.
7. KREJCI-GRAF K. Beobachtung am Tropenstrand I-IV. — Senckenbergian[a] B. 17. 1935.
8. KSIĄŻKIEWICZ M. Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych (Curre[nt] bedding in Carpathian Flysch). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol. 17. 1948.
9. — Uwarstwienie frakcjonalne i laminowane we fliszu karpackim (Graded an[d] laminated bedding in the Carpathian Flysch). — Ibid., vol. 22. 1952.
10. KUENEN PH. Turbidity current of high density. — Intern. Geol. Congr. Re[p.] 18th. Sess. London 1950.
11. — Properties of turbidity currents of high density. — Soc. Ec. Paleont. & Miner., Spec. Publ., No. 2. 1951.
12. — Paleogeographic significance of graded bedding and associated features. — Proc. Kgl. Nederl. Akad. Wetensch., Ser. B, 55. 1952.
13. KUENEN PH. H. & MIGLIORINI C. I. Turbidity currents as a cause of grade[d] bedding. — Journ. Geol., 58, No. 2. 1950.
14. MIGLIORINI C. I. Dati a conferma della risedimentazione delle arenarie d[el] macigno. — Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Mem. vol. 58, ser. A. Pisa 1950.
15. NATLAND M. L. & KUENEN PH. H. Sedimentary history of the Ventura Basi[n] Cal., and the action of turbidity currents. — Soc. Ec. Paleont. & Miner., Spe[c.] Publ., No. 2. 1951.
16. NORTHRUP J. Ocean-bottom photographs of the neritic and bathyal enviro[n]ment south of Cape Cod, Mass. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 62, No. 12. 195[1].
17. RICHTER R. Marken und Spuren in Hunsrück Schiefer. — Senckenbergian[a] 23. 1941.
18. SCHUCHERT C. & DUNBAR C. O. Stratigraphy of Western Newfoundland. — Geol. Soc. Amer. Mem., vol. 1. 1934.
19. SHROCK R. R. Sequences in layered rocks. New York 1948.
20. WIESER T. Spostrzeżenia nad sedymentacją zlepieńców fliszu karpackiego (Som[e] observations on the sedimentation of conglomerate in the Carpathian Flysch) — Acta Geol. Pol., vol. IV/3. 1954.
21. ZUBER R. Flisz i nafta. Lwów 1918.



Fot. 1
Typowe ślady wleczenia — Płazówka, × 0,2

Fot. 2
Zakrzywione ślady wleczenia — Witów, × 0,5

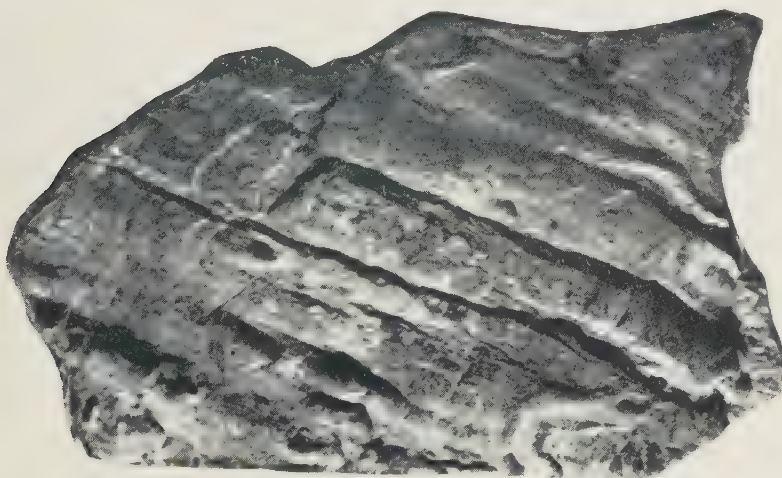
Fot. J. Malecki



Odlew powierzchni piaskowca z pl. III, fot. 1
(pozytyw hieroglifu), × 0,4

Fot. J. Małecki

Fot. 1
Ślady wleczenia i okruchy łupkowe na spągu piaskowca krośnieńskiego — Besko
× 0,4



Fot. 2
Krzyżujący się system spękań na spągu piaskowca × 0,5

Fot. J. Małecki



Okruchy łupkowe w zakończeniu śladów wleczenia — Płazówka
× 0,5

Fot. J. Malecki



Okruchy łupkowe w rynnie wleczeniowej ze śladami wleczenia — Płazówka
× 0.5

Fot. J. Małecki



Odcisk fragmentu łupkowego z wypełnieniem szczelin po niedoszłym procesie rozdrabniania — Płazówka
× 0,33

Fot. J. Malecki



Spękania post-depozycyjne na spągu piaskowca — Płazówka

× 0,5

Fot. J. Małecki



Uskoki post-depozycyjne — Płazówka, × 0,5

.YSZARD GRADZIŃSKI

Przyczynki do znajomości miocenu okolic Krakowa

REŚĆ: Uwagi o genezie ciemnych wapieni — Fałd w piaskowcach dolnego tortonu — Literatura cytowana

UWAGI O GENEZIE CIEMNYCH WAPIENI

W okolicach Krakowa iły mioceńskie wypełniają zagłębienia między ·zgórzami zbudowanymi z wapieni górnej jury. Morze mioceńskie, transredując w dolnym tortonie, zalewało tutaj obszar o znacznych deniwelajach. Pokrywa utworów kredowych była już wówczas w wielu miejscach łarta przez erozję. Śladami niedawnych, potężnych zaburzeń tektoniczych były strome zbocza obciętych uskokami zrębowych wzgórz jurajcich. Zbocza te zapewne w wielu miejscach były pokryte cienkimi płaımi wapieni słodkowodnych[1]. W tych warunkach typowe osady litoılne morza dolnego tortonu, wykształcone jako okruchowe wapienie strygowe, osadzały się jedynie w wąskim pasie, a tuż przy stromym, ‹alistym brzegu sedymentowały iły *(3)* *. Materiał tworzący brzegi — rawie wyłącznie wapienie jurajskie — dostawał się do powstającego osau ilastego w postaci drobnych okruchów i większych otoczaków. Możemy › obserwować w każdym niemal odsłonięciu kontaktu iłów mioceńskich ə składami starszymi, szczególnie na zboczach wzgórz zrębowych. War:wa iłów z materiałów wapiennym ma zwykle kilka metrów grubości; ʼyżej otoczaki wapieni trafiają się wyjątkowo.

Wspomniane okruchy i otoczaki pochodzą niewątpliwie z wapieni órnej jury. Często nie mają one jednak charakterystycznej dla wapieni ısnej barwy; są ciemne, szare z odcieniem niebieskawym. Na pierwszy :ut oka przypominają ciemne wapienie, opisane z jury krakowskiej przez t. Dżułyńskiego i W. Żabińskiego *(2)*.

---

[1] Wiek utworów słodkowodnych, na podstawie znalezionych w nich ślimaków, ‹reśla Łomnicki *(7)* jako pogranicze helwetu i tortonu.

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

Otoczaki tego rodzaju znaleziono w Podgórzu, w przekopie kami-niołomu przy ul. Za Torem[2]. Na wapieniu jurajskim (który prawdopo-dobnie należy do kimerydu, o czym według J. Samsonowicza *(5)* m świadczyć znaleziony tu przez E. Panowa *(8)* okaz *Aspidoceras longispi-num* Sow.), spoczywa tu ławica wapienia słodkowodnego (fig. 1, 1). Gr

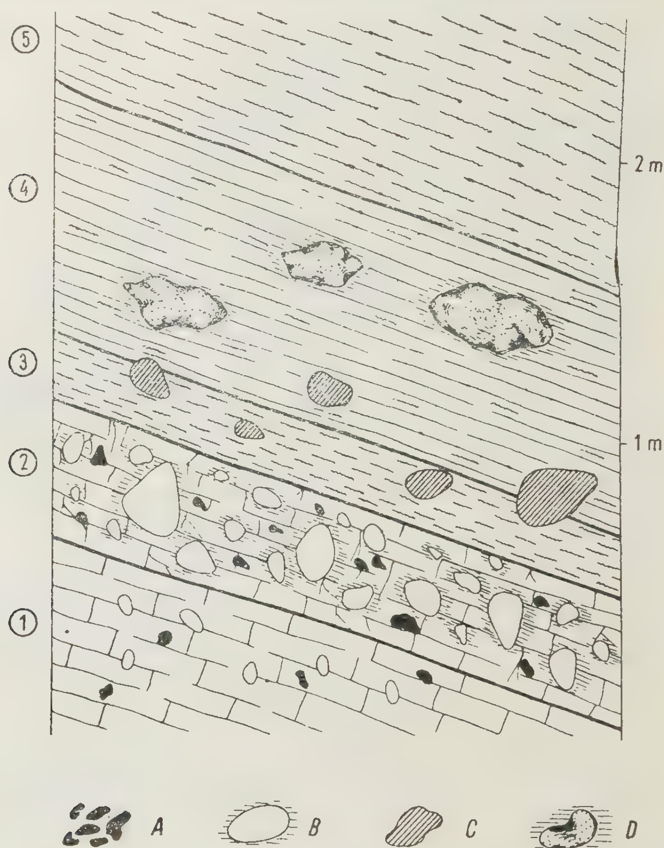


Fig. 1

Profil osadów miocenu w kamieniołomie w Podgórzu

1 wapień słodkowodny, *2* margiel, *3* iły oliwkowe, *4* iły i łupki szare, siwe i rdzawe, *5* iły szaro-zielone; *A* okruchy krzemieni, *B* otoczaki wapieni jurajskich, *C* otoczaki wapieni jurajskich z ciemną korą, *D* bloki skały marglisto-piaszczystej

bość jej nie przekracza 2 m. Jest to skała zbita, barwy białej lub kr mowej z odcieniem różowawym, nieraz wyraźnie brunatno smugowan Zawiera niezbyt liczne okruchy wapieni jurajskich oraz buł krzemie

[2] W literaturze geologicznej kamieniołom ten jest znany pod nazwą kamieni łomu Libana.

ıych. Powyżej leży warstwa marglu (2) z licznymi otoczakami i okrucha-
ni wapieni oraz krzemieni. Odnosi się wrażenie, że w skład tej skały wcho-
łzą także fragmenty wapienia słodkowodnego, spojone wtórnie materia-
em marglisto-ilastym. Nad marglem widać cienką warstwę oliwkowego
łu (3). W nim i w nadległych iłach i łupkach (4) barwy szarej, siwej
rdzawej tkwią otoczaki wapieni jurajskich. Dokładniejszy ich opis za-
nieszczony jest poniżej. W górnej części iłów spotyka się duże, dochodzące
ło 40 cm, nieforemne bloki skały marglisto-piaszczystej, barwy jasnosza-
ej. Zawiera ona liczne fragmenty ciemnych, siwych łupków, zupełnie po-
łobnych do tych, jakie otaczają bloki. Powyżej leżą iły szaro-zielone (5).

Wspomniane wyżej otoczaki wapieni, tkwiące wśród iłów, są wszyst-
zie na powierzchni barwy dość ciemnej — szarej z odcieniem niebieska-
vym. Na przełamie widać, że zabarwienie takie ma jedynie zewnętrzna
zęść otoczaka tworząc rodzaj ciemnej „kory". Wyraźnie ciemniejsza jest
ównież skała wokół rys i pęknięć przecinających głębsze partie otoczaka,
komunikujących się z jego powierzchnią (fig. 2). Środek otoczaka jest
azwyczaj jasny, biały lub
ekko szarawy i litologicznie
ıiczym się nie różni od nor-
nalnych wapieni jurajskich.
edynie niektóre mniejsze
toczaki są całe ściemniałe,
hoć zawsze ich środek za-
howuje nieco jaśniejszą bar-
vę. Regułą jest zresztą, że
ciemnienie ustępuje stop-
ıiowo w kierunku od po-
vierzchni ku środkowi oto-
zaka, tak że ustalenie gra-
icy między ciemną korą a
kałą niezmienioną może na-
otykać na trudności. Gru-
ość kory waha się zwykle w granicach kilku do kilkunastu milimetrów,
hoć może czasem dochodzić do kilku centymetrów.



Fig. 2
Przekrój otoczaka wapienia tkwiącego w iłach
Części ściemniałe otoczaka — zakropkowane

Otoczaki wykazują w szlifie mikroskopowym charakterystyczną dla
vapieni jurajskich strukturę gruzłowatą i pseudo-oolitową. W obrębie
iemnej kory widać liczne, drobne kryształy pirytu. Zazwyczaj są one
ıezładnie rozrzucone. Zagęszczenie ich obserwuje się w bezpośredniej
liskości powierzchni otoczaka, a także wokół szczelin i pęknięć. Większe
kupienia pirytu znajdują się bezpośrednio na zewnętrznej granicy kory
raz w szczelinach i jamkach, często wypełnionych kalcytem. Rozmiary
oszczególnych kryształów są niewielkie; wynoszą one zazwyczaj ok. 2 μ,

większe zaś skupienia wyjątkowo dochodzą do 1 mm. Bliżej środka ot czaka ilość pyłków maleje, przy czym rozmiary ich również stają s mniejsze.

Opisane wyżej ciemne otoczaki nie są bynajmniej zjawiskiem w jątkowym. Znajdowane są one dość często w spągowych partiach iłó mioceńskich w okolicach Krakowa; znane są np. z Kurdwanowa i Pych wic.

Ciemne zabarwienie otoczaków wapieni spowodowane jest zawa tością drobnych ilości rozproszonego w skale pirytu. Sposób występowan ciemnych partii w postaci kory dowodzi, że zabarwienie pirytem jest ni wątpliwie epigenetyczne. Mineralizacja musiała zachodzić już po obtocz niu, a więc najprawdopodobniej już po dostaniu się materiału wapienneg do osadzających się iłów.

Jak wspomniano wyżej, zabarwione na ciemno otoczaki wapieni j rajskich, a właściwie ciemne ich kory są zupełnie podobne do opisanyc przez St. Dżułyńskiego i W. Żabińskiego *(2)* ciemnych wapieni z jury kr kowskiej. Sposób występowania pyłu kryształków pirytu, barwiącego j dne i drugie, jest w obu przypadkach identyczny.

Wymienieni autorowie podają, że ciemne wapienie znajdują się zaw sze w pobliżu dyslokacji uskokowych, a więc w strefie zaburzonej tekt nicznie; w wielu przypadkach stwierdzili oni niewątpliwy związek min ralizacji ze spękaniami. Na podstawie związku mineralizacji z tektonik pokredową autorowie określają jej wiek jako trzeciorzędowy. Opierając s na obserwacjach A. Gawła *(4)* St. Dżułyński i W. Żabiński wyrażają prz puszczenie, że piryt barwiący ciemne wapienie „utworzył się... pod wpły wem wód lub wyziewów z siarkowodorem, przepływających... szczeliną Stwierdzają, że „nie wiadomo jednak dokładnie, skąd się wzięły roztwor z siarkowodorem, czy przywędrowały one od góry (z miocenu), czy o dołu“ *(2,* str. 189).

Wydaje się, że fakt znajdowania opisanych wyżej otoczaków w iłac mioceńskich winien być wzięty pod uwagę jako dowód przemawiający z pierwszą alternatywą.

Jeżeli przyjmiemy, że pirytyzację spowodowały roztwory z siarko wodorem, to jest rzeczą bardzo prawdopodobną, że źródłem ich były m nerały zawierające siarkę, bardzo często spotykane w iłach mioceńskich Roztwory takie mogły szczególnie łatwo penetrować w głąb skał starszyc w strefach zaburzonych tektonicznie, a więc silnie spękanych. W takic właśnie warunkach spotykane są ciemne wapienie w jurze. Prócz teg godnym uwagi jest fakt, że we wszystkich punktach opisanych przez S Dżułyńskiego i W. Żabińskiego ciemne wapienie znajdowały się w niezby dużej odległości od przypuszczalnego stropu wapieni jurajskich w czasi dolnego tortonu, a nawet, jak np. w Witkowicach, bezpośrednio w ich pc

wierzchniowych partiach, oraz że we wszystkich przypadkach najprawdopodobniej wapienie te były bezpośrednio przykryte przez iły mioceńskie.

Grubość ciemnej kory na opisywanych otoczakach jest stosunkowo niewielka w porównaniu z grubością ciemnej strefy wokół szczelin w wapieniach jurajskich, dochodzącej do 1 m *(2)*. Na pozór może to stanowić dowód przemawiający przeciw przypuszczeniu, że mineralizujące roztwory wsiąkały w dół z iłów mioceńskich. Należy jednak pamiętać, że poszczególne otoczaki tkwiły w nieprzepuszczalnym prawie płaszczu iłów, gdy tymczasem szczeliny w strefie zaburzonej tektonicznie stanowiły dogodną drogę dla tych roztworów. Fakt, że pirytyzacja wapieni na kontakcie z iłami mioceńskimi nie jest regułą, tłumaczyć można właśnie tym uszczelniającym działaniem iłów. Być może też, że nie we wszystkich punktach tworzyły się owe mineralizujące roztwory, tym bardziej, że gipsy, choć pospolite w osadach miocenu, nie wszędzie się jednak znajdują.

Dowodem związku mineralizacji z iłami mioceńskimi może być także fakt znalezienia drobnych ilości pirytu w mioceńskim wapieniu słodkowodnym w Kostrzu i Pychowicach. W pierwszym z tych punktów pod 7-metrową warstwą iłów dolnego tortonu natrafiono na wapienie słodkowodne. Miały one tam charakter okruchowca, złożonego z fragmentów wapieni jurajskich i buł krzemiennych, spojonych materiałem wapiennym, miejscami marglistym. Litologicznie skała była zupełnie podobna do wapieni tego typu, znanych z innych punktów w okolicach Krakowa. W skale były widoczne już gołym okiem rzadkie, niewielkie skupienia pirytu. Pod mikroskopem widać, że większe z nich skupiają się w szczelinach wypełnionych kalcytem, tnących zarówno okruchy wapienia jurajskiego, jak i wapienne spoiwo, drobniejsze zaś rozrzucone są nieregularnie w skale lub towarzyszą drobniejszym pęknięciom.

FAŁD W PIASKOWCACH DOLNEGO TORTONU

Zagadnienie istnienia w obrębie Wyżyny Krakowskiej ruchów tektonicznych, zaburzających osady miocenu, było poruszane w literaturze geologicznej od dość dawna. Ze względu jednak na brak bezspornych dowodów świadczących o tego rodzaju ruchach, nie zostało ono do dzisiaj ostatecznie rozstrzygnięte. Dowodu takich zaburzeń dostarczyły ostatnio obserwacje piaskowców mioceńskich, odsłoniętych w głębokim wykopie w Pychowicach.

Wkładki piaskowców w iłach dolnego tortonu znane były od dawna, wyłącznie jednak z miejscowości położonych w odległości kilkunastu km od Krakowa. W bezpośrednim sąsiedztwie miasta, a mianowicie w Py-

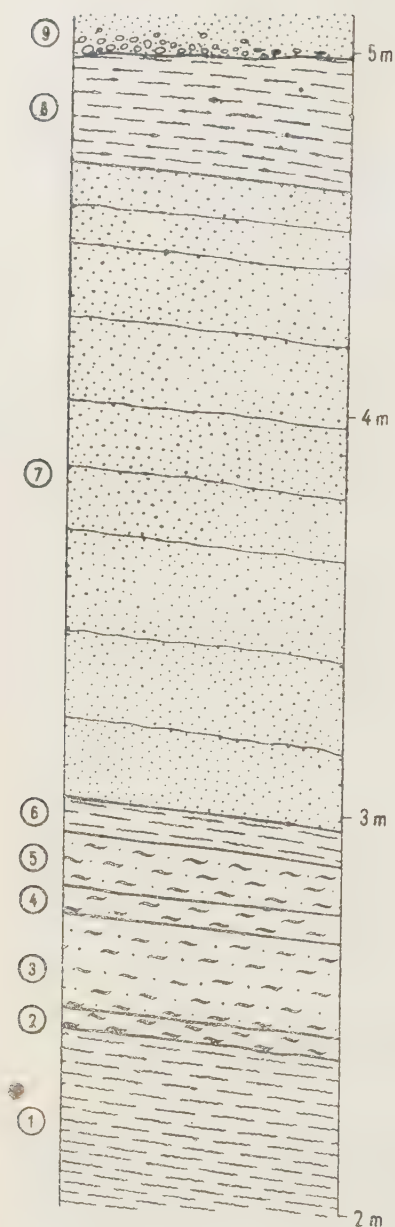


Fig. 3
Profil górnej części wykopu w Pychowicach
1, 6, 8 iły; *2, 4* bentonit typowy; *3, 5* bentonit z ziarnami kwarcu; *7* piaskowiec; *9* żwiry i piaski aluwialne

chowicach, Ludwik Kowalski znala (przypuszczalnie w latach między 1920 1930) ławicę piaskowca, który uznał z prawdopodobnie mioceński. Okaz przeze zebrany znajduje się w muzeum Zakład Geologii Fizycznej AGH (dawnego Zakła du Geologii UJ). Około roku 1938 odsło nięcie to zostało odszukane przez A. Mi chalika (praca niepublikowana). Ławic piaskowca znajduje się u brzegu Wisł i według tego autora ma leżeć wprost n wapieniach jurajskich. Z tego też powod ścisłe określenie wieku piaskowca napoty kało na trudności. Pierwszą drukowan wzmiankę o tej skale, ograniczającą si zresztą do jednego zdania, znajdujemy w pracy A. Gawła *(4)*.

Piaskowiec odsłonięty jest w dwóc punktach w pobliżu słupa km. 73, w sa mym korycie Wisły, tak że widoczny o jest tylko przy niskim stanie wody. Ła wica zapada pod niewielkim kątem (ok 5^0) ku NNW.

Identyczny piaskowiec, należąc prawdopodobnie do tej samej ławicy, zo stał doskonale odsłonięty w głębokim wykopie, kilkadziesiąt metrów dalej ku SE Wykop znajduje się między wałem a korytem Wisły, na zachodnim brzegu małe strugi, spływającej dolinką między Skałami Twardowskiego a wzgórzem pychowickim. W wykopie poniżej żwirów i piasków aluwialnych widać kompleks iłów mioceńskich do głębokości ok. 5 m. Wśród iłów tkwi ławica piaskowca, którą obserwować można na ścianie północnej wschodniej i południowej (fig. 4).

Zamieszczony profil (fig. 3) znajduje się mniej więcej w połowie długości ściany wschodniej. Od dna wykopu do ok. 2,5 m sięgają iły szaro-zielonawe i wapniste

(1). Ponad nimi leży ławica bentonitu, grubości ok. 50 cm. Rozpoczyna się ona cienką warstwą bentonitu typowego, szaro-niebieskawego (2). Pod lupą widać, że zawiera on niekiedy, ale zrzadka, blaszki muskowitu. Po wysuszeniu zmniejsza znacznie swoją objętość, jest twardy i łupie się na ostrokrawędziste kawałki; kawałki te zanurzone w wodzie pęcznieją i roz-

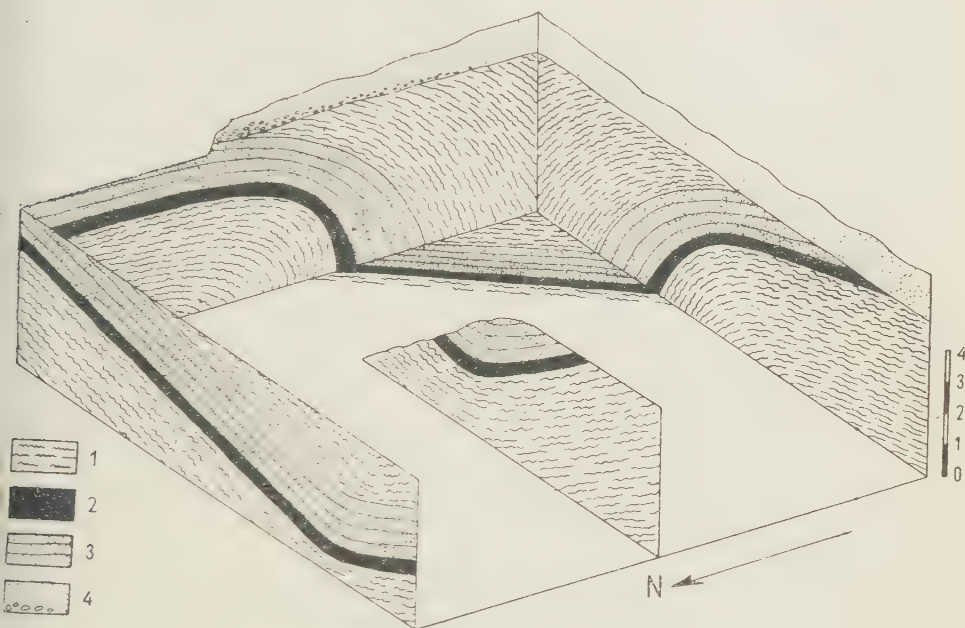


Fig. 4
Wykop w utworach dolnego tortonu w Pychowicach
1 iły, *2* bentonit, *3* piaskowiec, *4* żwiry i piaski aluwialne

pływają się dając rzadką masę płynną. Powyżej widać dwie warstwy (3 i 5) bentonitu odmiennego typu, przedzielone warstwą (4) analogiczną do opisanej powyżej (2). Bentonit z warstw 3 i 5 jest barwy jaśniejszej i odznacza się większą twardością. Na szarym, gruzełkowatym tle widać drobne, dość liczne blaszki biotytu, a pod lupą — rzadkie, nieobtoczone ziarna kwarcu. W wodzie okruchy tej skały nie rozpływają się całkowicie tworząc raczej zawiesinę drobnych fragmentów. Ponad bentonitem leży cienka warstwa zlekka piaszczystych szaro-zielonych iłów (6). Strop jej tworzy lokalny poziom wodonośny; sączą się stąd także bardzo słabe wycieki o specyficznym zapachu.

Powyżej rozpoczyna się ławica piaskowca (7), dochodząca do ok. 1,5 m grubości. Piaskowiec jest drobnoziarnisty, jasny, szary z odcieniem seledynowym. Wietrzejąc nabiera zabarwienia brunatnawego i ciemnieje. Na

przełamie widać na jasnym tle rozrzucone drobne ciemne punkciki, z kt rych część jest niewątpliwie ziarnami glaukonitu. Piaskowiec jest wapn sty, dość twardy, choć łatwo rozsypujący się na powierzchni. Partie sł biej scementowane i bardziej rozsypliwe ułożone są równolegle, co pow duje smugowatość pewnych partii skały. W szlifie mikroskopowym w dać, że ziarna kwarcu są niezbyt dobrze obtoczone (pl. I D), średnica zaś ic waha się zwykle ok. 0,3 mm. Mniej więcej 20% ziarn wykazuje falis znikanie światła. Glaukonit występuje w postaci rozrzuconych zrzadk niewielkich ziarn. Poza tym obserwuje się blaszki biotytu i drobne sku pienia pirytu. Czasem trafiają się fragmenty skorup, prawdopodobn mięczaków, bardzo jednak pokruszone. Spoiwo skał jest wapienne, w zna cznej części przekrystalizowane. Niektóre partie mają spoiwo bardzi ilaste.

Ponad ławicą piaskowca leżą iły szaro-zielonawe, niektóre brunatn zawierające cienkie spirytyzowane twory rurkowate, a także drobne ro rzucone skupienia kryształków pirytu (8). Powyżej widać żwiry i piask aluwialne (9).

Z iłów pobrano kilka próbek, z których mikrofaunę oznaczyła mg E. Łuczkowska, za co jej na tym miejscu dziękuję. Trzy próbki (P1, P P4) pochodzą z iłów podściełających bentonit (1), jedna (P7) — z warstw iłów między bentonitem a piaskowcem (6) i jedna (P5) — z iłów nadści łających ławicę piaskowca (8).

Próbka P7 zawierała jedynie nieliczne, obtoczone szczątki otworni Zespoły z próbek P1, P3 i P4 były podobne. Z próbki P3 zostały oznaczon

Bigenerina nodosaria d'Orb.
Bulimina inflata Sequenza
B. pupoides d'Orb. ○
Candeina biloba Jedl. △
Candorbulina universa Jedl. *
Cassidulina oblonga Reuss ○
Cibicides boueanus (d'Orb.) ○
C. lobatulus (Walker & Jacob)
C. pseudoungerianus (Cushman) ○
C. pseudoungerianus (Cushman) var. ○
C. ungerianus (d'Orb.) ○
Cibicides sp.
Dentalina roemeri Neugeboren
Dimorphina variabilis Neugeboren □
Ehrenbergina sp.
Eponides exiguus (Brady)
E. praecinctus (Karrer)
Glandulina occidentalis Cushman △
G. rotundata Reuss
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerinoides triloba (Reuss)
Globorotalia scitula (Brady)
Globulina gibba (d'Orb.)
Gyroidina neosoldanii Brotzen ○
Karreriella bradyi Cushman ○
K. gaudryinoides Fornasini
K. siphonella Reuss ○
Lagena striata d'Orb.
Nodosaria ambigua Neugeb.
Nonion pompilioides (Fichtel & Moll) ○
N. umbilicatulum (Fichtel & Moll) ○
Planulina wuellerstorfi (Schwager)
Pullenia quinqueloba (Reuss)
P. sphaeroides (d'Orb.) ○
Robulus crassus d'Orb.
R. cultratus d'Orb.

Legenda: * bardzo częsta, □ częsta, ○ rzadka, △ bardzo rzadka.

R. echinatus d'Orb.	○	*Sphaeroidina bulloides* d'Orb.	○
R. inornatus d'Orb.	△	*Uvigerina costata* Bieda	□
R. serpens Sequenza	△	*U.* aff. *laubeana* Schubert	□
R. sp. aff. *cassis* d'Orb.	△	*U. pygmaea* d'Orb.	△
Robulus sp.	△		

Z próbki P4 zostały oznaczone:

Bulimina inflata Sequenza	△	*Gyroidina neosoldanii* Brotzen	○
B. ovata d'Orb.	○	*Haplophragmoides* sp.	○
B. pupoides d'Orb.	○	*Karreriella bradyi* Cushman	○
Candeina biloba Jedl.	○	*K. gaudryinoides* Fornasini	*
Candorbulina universa Jedl.	△	*Karreriella* sp.	
Cibicides pseudoungerianus (Cush.) var.	○	*Lagena striata* d'Orb.	○
C. ungerianus (d'Orb.)	□	*Nonion pompilioides* (Fichtel & Moll)	□
Dimorphina variabilis Neugeboren	□	*N. umbilicatulum* (Fichtel & Moll)	○
Eponides praecinctus (Karrer)	□	*Nodosaria ambigua* Neugeboren	△
Glandulina laevigata d'Orb.	△	*Planulina wuellerstorfi* (Schwager)	
Globigerina bulloides d'Orb.	○	*Saracenaria triangularis* d'Orb.	
Globigerinoides triloba (Reuss)	○	*Sphaeroidina bulloides* d'Orb.	○
Globorotalia scitula (Brady)	○	*Uvigerina costata* Bieda	*
		U. aff. *laubeana* Schubert	□

Według mgra E. Łuczkowskiej, zespoły z próbek P1, P3 i P4, na podstawie obecności form: *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), *Dimorphina variabilis* Neugeboren. *Robulus echinatus* d'Orb., można porównać z opisaną przez Vašička *(9)* fauną dolno-tortońską Moraw. U nas spotykane są podobne zespoły w spągowych utworach mioceńskich, odpowiadających dolnemu tortonowi. które leżą na nasunięciu fliszowym w okolicy Bochni. Zespół próbki P5 różni się wprawdzie nieco od poprzednich brakiem trzech wyżej wymienionych form oraz obecnością kilku takich form, które w poprzednich zespołach nie występują, niemniej jednak różnic zasadniczych nie wykazuje.

Położenie ławicy piaskowca wśród iłów dolnego tortonu wiek jego określa ostatecznie. Jeżeli piaskowce odsłonięte w wykopie należą do tej samej ławicy, co odsłonięte nieco dalej ku zachodowi w korycie Wisły, gdzie mają leżeć bezpośrednio na wapieniach jurajskich, to fakt ten świadczyć może o przekraczającym ułożeniu osadów miocenu.

W pd.-wschodniej części wykopu (fig. 4 i 5) obserwować można silne przegięcie ku dołowi opisywanej ławicy piaskowca. Wydaje się, że jest ono skrzydłem fałdu. Kierunek osi tego fałdu wynosi ok. 35^0, upady w nim dochodzą do 75^0. Na wschodniej ścianie widać, że ławica na skrzydle fałdu wznosi się ku N pod niewielkim kątem zmieniając jednocześnie kierunek biegu (80/5 S). Podobną sytuację dostrzega się na ścianie południowej (20/15 E). W pn.-zachodniej części wykopu, a także w jego partii środ-

kowej widać wygięcie ławicy w asymetryczną nieco synklinę o bardzie stromym skrzydle zachodnim (160/16 W, 150/30 NE). W środkowej częśc wykopu synklina spłyca się, początkowo dość łagodnie, a w pobliżu czoł przegięcia gwałtownie wychodzi w powietrze (pomiar w osi synklin 80/25 N). Jak wynika więc z obserwacji, rozpatrywana struktura skład się z dwóch elementów, których osi przecinają się pod kątem ok. 115°.

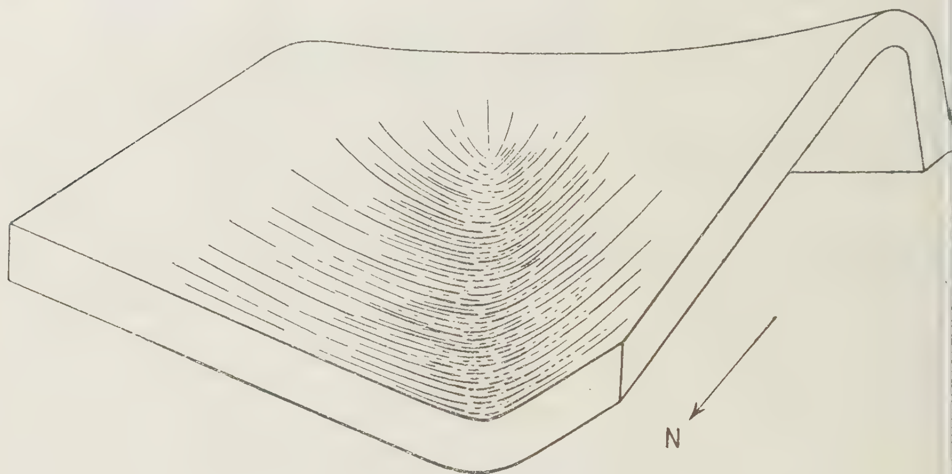


Fig. 5
Synklina i siodło z wykopu w Pychowicach

Na podstawie dotychczasowych badań *(1)* można sądzić, że w południowej części Wyżyny Krakowskiej musiały zachodzić poważne zaburzenia tektoniczne o charakterze deformacji nieciągłych, w których wyniku powstał szereg zrębowych wzgórz jurajskich, oddzielonych mniejszymi lub większymi zapadliskami. Wiek tych uskoków określa St. Dżułyński *(1)* jako trzeciorzędowy, ściślej pokredowy, a przeddolno-tortoński. Mają one charakter uskoków grawitacyjnych, schodowych.

W okolicy Krakowa nie stwierdzono faktów, które by świadczyły o poziomym przesuwaniu się względem siebie tektonicznych bloków wzgórz jurajskich, ani przed dolnym tortonem, ani też w okresie późniejszym *(1)*. Jedynym przykładem niewielkich zresztą przesunięć poziomych jest ściana w kamieniołomie Batki, we wschodniej części Krzemionek, opisana przez Kuźniara i Żelechowskiego *(6)*. Autorowie ci widzieli tam na zachowanej do dzisiaj ścianie poziome przesunięcia poszczególnych ławic wapienia jurajskiego. Każda wyższa ławica wystawała nad niższą tworząc rodzaj okapu. Przesunięcia były rzędu kilku do kilkunastu centymetrów. St. Dżułyński *(1)*, negując istnienie w tym miejscu przesunięć, tłumaczył

powstanie owych okapów nierównomiernym wybraniem skały wzdłuż kilku różnych, równoległych do siebie i blisko położonych powierzchni ciosu. Bliższe obserwacje ścian tej części kamieniołomu zmuszają do powrócenia do zapatrywań Kuźniara i Żelechowskiego. Na przeciwległej bowiem ścianie zaznaczają się również analogiczne przesunięcia, tak że jest ona jakby negatywem opisywanej poprzednio. Podobne przesunięcia widoczne są także na trzeciej ścianie, prostopadłej do poprzednich. Na podstawie obserwacji można ustalić, że ławice wykonały ruch ku N, z niewielkim odchyleniem ku E. Jest rzeczą charakterystyczną, że w pozostałych częściach kamieniołomu na doskonale odsłoniętych ścianach nie widać żadnych śladów poziomego ruchu ławic. W całym kamieniołomie wapienie leżą niemal zupełnie poziomo. Część kamieniołomu, w której obserwuje się wspomniane przesunięcia, znajduje się w narożu wzgórza, wysuniętym ku NE. Można by przyjąć, że poszczególne ławice w tym narożu, oddzielone od reszty wzgórza wielkimi płaszczyznami ciosowymi, wykonały, nie naciskane od SW, ruch w stronę, w którą mogły się swobodnie przesunąć nie napotykając na opór reszty masy wapieni zrębowego wzgórza Krzemionek. Wydaje się, że w opisywanym przypadku przesunięcia nie były spowodowane naciskami bocznymi, a przyczyną ich były inne, bliżej nieokreślone siły. Schodkowate ułożenie ławic pozwala przypuszczać, że mogły to być jakieś gwałtowne wstrząsy skorupy ziemskiej.

W związku z brakiem dowodów większych poziomych przesunięć bloków jurajskich, spowodowanych naciskami bocznymi, trudno jest przyjąć, że deformacje piaskowca mioceńskiego, obserwowane w wykopie w Pychowicach, były wynikiem tego rodzaju ruchów. Należy raczej sądzić, że ławica piaskowca została powyginana wskutek odnowienia się uskoków przedtortońskich. Przemawia za tym zgodność kierunków osi synkliny i fałdu z kierunkiem dyslokacji obcinających od NW i SE zrąb Skał Twardowskiego, tym bardziej, że na ich skrzyżowaniu lub w jego bezpośredniej bliskości leży właśnie opisywany wykop (fig. 6 na odwrocie).

Jest rzeczą godną uwagi, że iły sąsiadujące ze zdeformowaną ławicą piaskowca nie wykazują prawie żadnych śladów zaburzeń tektonicznych. Piaskowce mioceńskie występują rzadko w okolicach Krakowa. Być może, że ruchy, które zachodziły w czasie dolnego tortonu lub później, były na tym obszarze zjawiskiem bardziej rozpowszechnionym, brak zaś większej ilości dowodów ich istnienia należałoby tłumaczyć specyficznym charakterem ilastych osadów mioceńskich, w których nie zostały one w sposób widoczny zarejestrowane. Wydaje się jednak, że, w stosunku do przedtortońskich, ruchy późniejsze odegrały rolę podrzędną.

Zakład Geologii Fizycznej AGH (dawniej UJ)

Kraków, w październiku 1954 r.

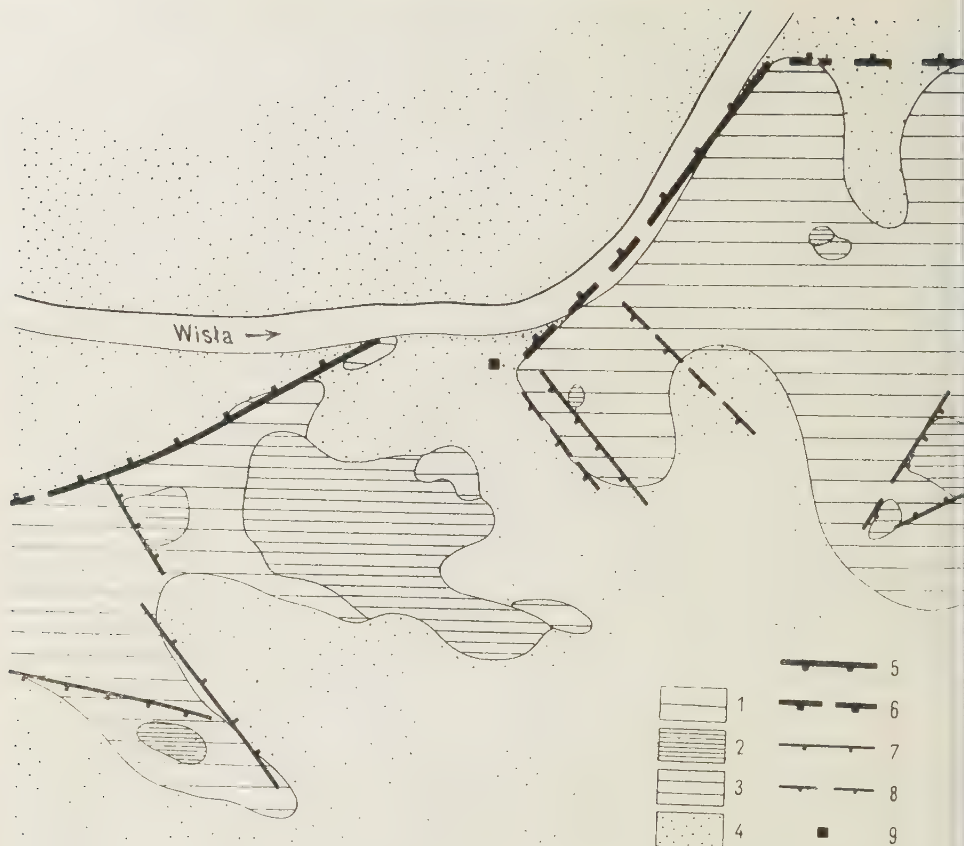


Fig. 6

Położenie wykopu w Pychowicach

1 wapienie górnej jury, *2* turon, *3* senon, *4* miocen, *5* stwierdzone uskoki o dużym zrzucie, *6* prawdopodobne uskoki o dużym zrzucie, *7* stwierdzone uskoki o małym zrzucie, *8* prawdopodobne uskoki o małym zrzucie, *9* wykop w Pychowicach

LITERATURA CYTOWANA

1. DŻUŁYŃSKI ST. Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland). — Acta Geol. Pol., vol. III/3. Warszawa 1953.
2. DŻUŁYŃSKI ST. & ŻABIŃSKI W. Ciemne wapienie w jurze krakowskiej (Dark limestones in the Cracovian Jurassic sediments). — Ibid., vol. IV/1. Warszawa 1954.
3. FRIEDBERG W. Młodszy miocen Galicji Zachodniej i jego fauna. — Sprawozd. Kom. Fizj. A. U. Kraków 1907.

4. GAWEŁ A. Dolomityzacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa (Dolomitisation des calcaires jurassiques des environs de Cracovie). — Roczn. P.T.G. (Ann. Soc. Géol. Pol.). 1948.

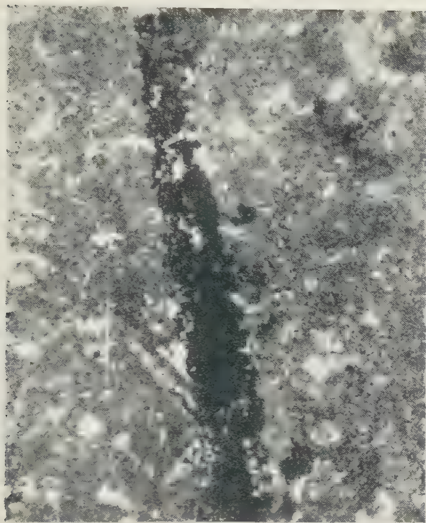
5. KSIĄŻKIEWICZ M. & SAMSONOWICZ J. Zarys geologii Polski. Warszawa 1952.

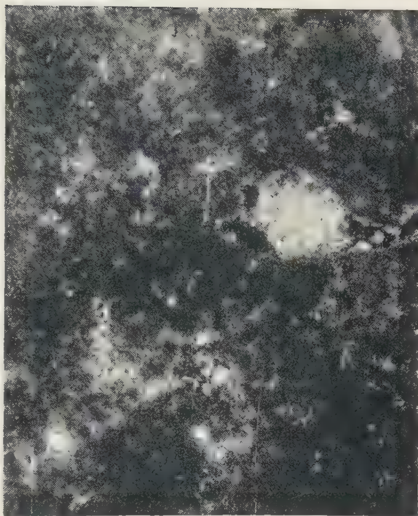
6. KUŻNIAR W. & ŻELECHOWSKI W. Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórza na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. — Przegl. Górn.-Hutn. 1927.

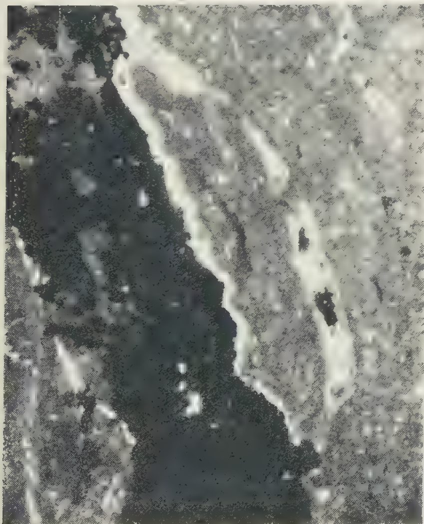
7. ŁOMNICKI A. M. Materiały do znajomości mioceńskiego utworu słodkowodnego (Zur Kenntnis der miocänen Süsswasserbildungen in der Umgegend von Krakau). — Kosmos 1902.

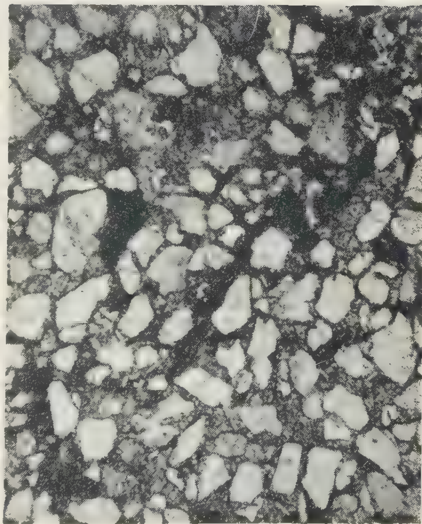
8. PANOW E. Aspidoceras longispinum Sow. z okolic Krakowa (Aspidoceras longispinum Sow. aux environs de Cracovie). — Sprawozd. Kom. Fizj. P.A.U. Kraków 1930.

9. VAŠIČEK M. Soucasný stav mikrostratigrafického výzkumu miocenních sedimentú ve vněkarpatske neogenni pánvi na Moravě. — Sborn. Ústř. úst. geol. ČSR, odd. pal. sv. 18. Praha 1951.


A


B


C


D

Fot. 1

A — Fragment ciemnej kory otoczaka wapienia jurajskiego, tkwiącego w iłach mioceńskich (Podgórze). Szczelina wypełniona pirytem. Drobne kryształki pirytu rozrzucone w skale ca × 15

B — Fragment ciemnej kory otoczaka wapienia jurajskiego, tkwiącego w iłach mioceńskich (Podgórze). Drobny pył kryształków pirytu rozrzucony w skale ca × 60

C — Szczelina wypełniona pirytem w wapieniu słodkowodnym z Kostrza ca × 15

D — Piaskowiec dolno-tortoński z Pychowic. W środku ciemne skupienia pirytu ca × 15



Fot. 1
Przegięcie na wschodniej ścianie wykopu w Pychowicach
Ławica piaskowca obwiedziona liniami przerywanymi



Fot. 2
Synklina na północnej ścianie wykopu w Pychowicach
Ławica piaskowca obwiedziona liniami przerywanymi

BRONISŁAW HALICKI

O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach

TREŚĆ: Opis terenu — Zagadnienie budowy północnego brzegu Tatr w świetle analizy strukturalnej Czerwonej Przełęczy — Wnioski — Literatura cytowana

OPIS TERENU

Brak nowszej mapy geologicznej sprawił, że pochodzące sprzed kilkudziesięciu lat zdjęcie Uhliga stanowiło i dziś jeszcze, niestety, stanowi jedyny podstawowy materiał kartograficzny dla geologa interesującego się zagadnieniami budowy masywu tatrzańskiego. Z tym związany jest zapewne brak zainteresowań badaczy dla obszaru dorzeczy Suchej Wody — Pańszczycy, gdzie według tej mapy mają występować jedynie utwory morenowe lodowców plejstoceńskich.

Podczas kilku wycieczek, jakie odbyłem w latach powojennych na zalesionym terenie wspomnianych dolin, wyszło na jaw, że obszar ten nie jest pozbawiony całkowicie odsłonięć skał starszych, głazowiska zaś morenowe stanowią w wielu miejscach cienką jedynie, powierzchniową powłokę (por. fig. 1).

Od zachodu teren, o którym mowa, graniczy z terenem objętym przez nowoczesne zdjęcie geologiczne Goetla i Sokołowskiego *(4)**. Wschodnią granicę swego zdjęcia oparli ci autorzy o zwarty pas czwartorzędu przedstawiony na mapie Uhliga. Jak się okazało, już w tym pasie granicznym dadzą się wprowadzić uzupełnienia w zakresie wychodni skał reglowych.

Jeszcze w obrębie terenu skartowanego przez Goetla i Sokołowskiego natknąłem się na spory klin retu, kontaktujący od zachodu z liasem, od wschodu zaś z rozwleczonym materiałem morenowym, spływającym do doliny Olczyskiej z przyległego działu wód Suchej Wody. Klin ten uwydatnia się dość wyraźnie w morfologii terenu, tworzy bowiem grzędę z rzucającą się w oczy turniczką, która wznosi się w odległości kilkudzie-

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

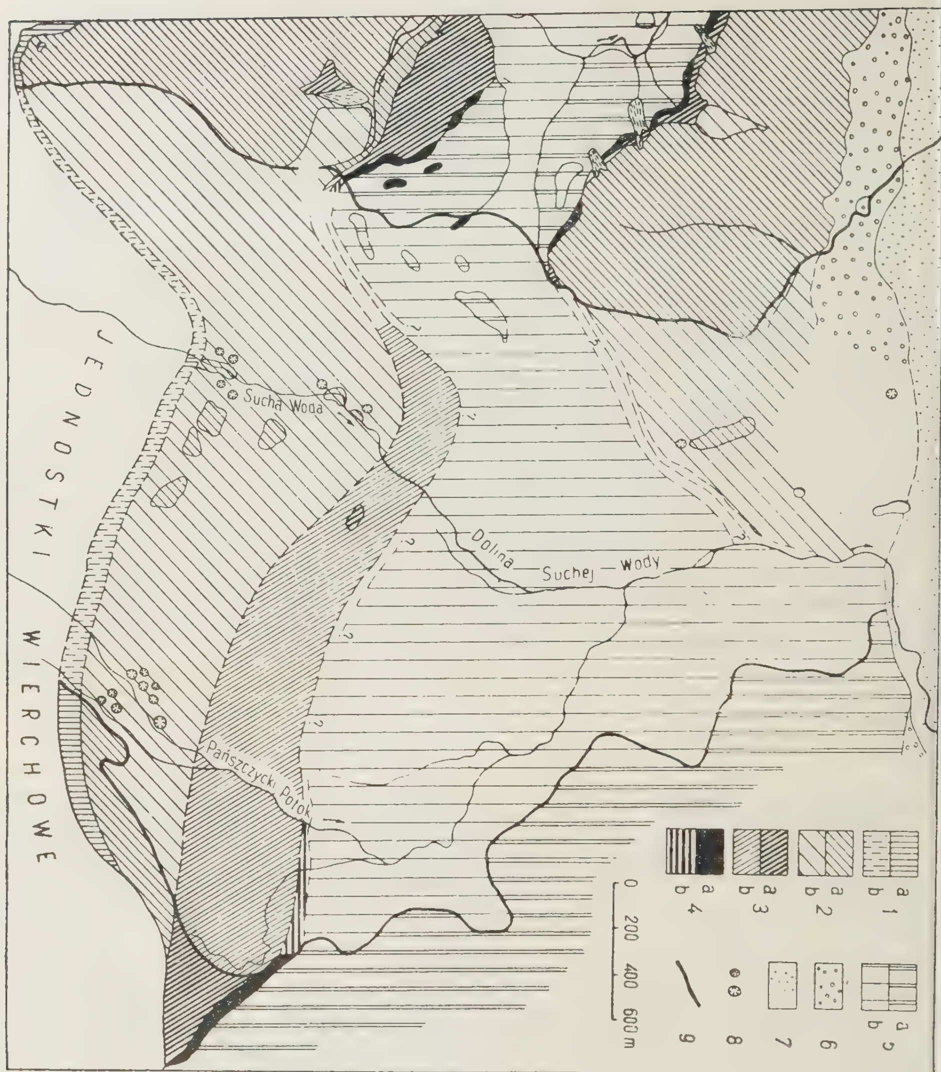


Fig. 1

Przebieg jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody — Pańszczycy
1 werfen, *2* trias środkowy, *3* kajper, *4* retyk, *5* lias dolny, *6* eocen: zlepieńce i wapienie numulitowe, *7* eocen: flisz podhalański, *8* leje krasowe, *9* granica wschodnia zdjęcia Goetla i Sokołowskiego, granica zachodnia odsłoniętego reglowego podłoża według mapy Uhliga (częściowo poprawiona); *a* skały odsłonięte, *b* skały pod powłoką czwartorzędu

sięciu m na W od drogi jezdnej, wiodącej z hali Olczyskiej (od wywierzyska) na halę Skupniową (w pobliżu punktu, w którym droga rozpoczyna trawersowanie blokowiska granitowego; na mapach tej drogi brak). Ret wykształcony jest w postaci typowych sinawo-szarych wapieni z dość obfi-

tą fauną (m.i. *Terebratula gregaria)* oraz czarnych łupków tworzących wkładki wśród ławic wapiennych. Wspomniany klin retu stanowi jeszcze jedną ilustrację wtórnych zafałdowań, występujących w obrębie synklinalnych mas liasu w dolinie Olczyskiej.

Wysoki dział wód między dolinami Olczyską a Suchą Wodą, uważany dotychczas za potężną lewobrzeżną morenę Suchej Wody, bynajmniej nią nie jest. Na sporym odcinku zachodniego zbocza grzbietu wododzielnego widać w wykrotach łupki dolno-liasowe, które uchodziły uwadze geologów, zapewne dzięki gęstemu zalesieniu terenu. W szczególności odsłaniają się one zaraz poniżej warstwicy 1 300 przy drodze, która prowadzi od punktu 1 352 [1] na grzbiecie wododzielnym ku Hali Skupniowej. Z tych samych łupków składa się spory garb, tworzący południowe zbocze siodła, przez które odbyła się druga transfluencja lodowca Suchej Wody do doliny Olczyskiej (pierwsza dokonała się, jak wiadomo, przez Halę Królową Niżnią). Liczne dalsze drobne odsłonięcia liasu na bardziej stromych zboczach w obrębie samego blokowiska transfluencyjnego świadczą o małej miąższości materiału granitowego w górnych partiach głazowego jęzora. W tych okolicznościach można stwierdzić, że dział wód między dolinami Olczyską a Suchą Wodą jest działem preglacjalnym i bynajmniej nie powstał dopiero w plejstocenie wskutek usypania lewobrzeżnej moreny amfiteatru Toporowych Stawów, jak sądził Gadomski *(3).*

Kilkaset metrów na pn.-wschód od Hali Skupniowej wynurza się spod materiałów akumulacji lodowcowej spory grzbiecik, zbudowany z wapieni i dolomitów środkowego triasu, które wypada zaliczyć do dygitacji Krokwi. Ciągnie się on na przestrzeni około 400 m wzdłuż drogi leśnej prowadzącej z leśniczówki Brzeziny na Kotlinowy Wierch i Halę Skupniową, u stóp lewej zewnętrznej moreny Toporowych Stawów (po jej stronie zachodniej).

Pierwsze odsłonięcie jasnoszarego brekcjowatego dolomitu występuje tuż powyżej przecięcia się tej drogi ze szlakiem turystycznym, prowadzącym do Morskiego Oka przez Waksmundzką Polanę. Około 200 m powyżej tego punktu odsłaniają się ciemniejsze szare wapienie o gładkiej powierzchni. Druga droga leśna, równoległa do poprzedniej, prowadząca po zachodniej stronie triasowego grzbieciku, zasypana jest na sporym odcinku wapienno-dolomitowym piargiem, a w kilku miejscach odsłania skałę in situ. Południowe zakończenie grzbieciku tworzą ostre skałki, które stanowią równocześnie jego kulminację. Morena boczna Toporowych Stawów jest w tym punkcie o 10-15 m niższa niż skałki i jest wyraźnie do nich przyparta. Najprawdopodobniej mamy tu do czynienia z dalszym cią-

[1] Wszystkie cytowane koty podaję według mapy fotogrametrycznej Tatr w skali 1 : 20 000.

giem grzbietu wododzielnego, ciągnącego się bez przerw od Karczmiska Powyżej skałek, w ich przedłużeniu ku S, bezpośrednich odsłonięć ska podłoża nie napotkałem. Na ich obecność pod niegrubą powłoką moreno wą wskazuje jednak typowy lej krasowy sporych rozmiarów, położon w odległości kilkudziesięciu m od skałek.

W pobliżu opisanego grzbieciku środkowo-triasowego Uhlig znacz na swej mapie drobną plamkę „wapienia i zlepieńca numulitowego" *(21* Nie potrafiłem ustalić, czy to jest pomyłka Uhliga, czy też napotkał o niedaleko tego miejsca inne odsłonięcie, w którym miał istotnie eocen O możliwości występowania wapieni eoceńskich w odległości około 600 n na N od pierwszych odsłonięć triasu świadczy inny lej krasowy, znajdują cy się tuż przy skrzyżowaniu dróg: poprzednio wspomnianej z Brzezi i drogi jezdnej Toporowa Cyrla — Toporowy Staw Niżni. Jak wiadomo eocen na E od doliny Olczyskiej obfituje w zjawiska krasowe, natomias tak daleki zasięg ku N wapieni i dolomitów środkowego triasu bez eoceń skiego przykrycia wydaje się mniej prawdopodobny.

Nie mniejsza liczba odsłonięć występuje na wschodnim zboczu doli ny Suchej Wody i w dnie jej potoku.

Czerwone łupki werfenu, odsłaniające się w pobliżu turbiny „Muro wańca" poniżej Hali Gąsienicowej, są ostatnim znanym punktem wychod ni skał wierchowego autochtonu w łożysku Suchej Wody. Na N od ścież ki wiodącej na Dubrowiska mamy jeszcze na zboczu sporą skałkę wier chowego środkowego triasu, poza którą cały grzbiet Skoruśniaka figuruj na mapach geologicznych jako obszar akumulacji lodowcowej. Stan fak tyczny jednak dowodzi czegoś wręcz przeciwnego.

W odległości 500 m w linii powietrznej od punktu 1 348 nad Such Wodą pojawiają się pierwsze odsłonięcia skał podłoża w potoku. Na prze strzeni około 20 m potok podcina tu na prawym brzegu zbite drobnoziar niste piaskowce kwarcytowe, obok których widoczne są maziste czerwon łupki. Płytki zalesiony żleb, który w tym miejscu rozcina prawe zbocz doliny, zawiera w swym stożku napływowym dość liczne okruchy tyc samych łupków. Możliwe, że jest on formą strukturalną, związaną z pa sem łupkowym przecinającym w poprzek dolinę. Po kilkunastu metrac kwarcyty ustępują miejsca typowym wapieniom i dolomitom środkoweg triasu, z których zbudowane są cokoły najniższych tarasów na obu brze gach potoku.

Nie ulega wątpliwości, że odsłonięcia te rozpoczynają przekrój ska reglowych należących do dygitacji Suchego Wierchu. Wprawdzie nie zna my pełnej miąższości kwarcytowo-łupkowego werfenu, można wszakże n podstawie analogii przypuszczać, że i tu, podobnie jak w całym pasie re glowym, nie jest ona zbyt wielka. Tym samym należy wnioskować, że n przestrzeni między środkowo-triasową skałką Dubrawisk a opisanym

odsłonięciami zbocza doliny Suchej Wody są zbudowane ze skał wierchowych. Stromość prawego zbocza, opadającego około 100-metrowym progiem w kierunku dna doliny, przemawia za tym, że tworzą je skały bardziej odporne na erozję i denudację zboczową, niż luźne zwały morenowe. Staranne przejrzenie pod tym kątem widzenia drobnych wcięć i wykrotów na omawianym odcinku może dać wyniki pozytywne.

Prawdopodobieństwo to wydaje się o tyle uzasadnione, że tuż za pierwszymi odsłonięciami środkowego triasu, widocznymi w potoku, cały pd.-wschodni stok doliny składa się z tych skał. Sięgają one do szczytowych partii grzbietu, łączącego Dubrawiska ze Skoruśniakiem, i na polanie z kotą 1 487 tworzą na jej kulminacji niewielkie skałki (około 200 m nad odsłonięciami w potoku).

Powracając do odsłonięć na dnie doliny należyć dodać, że na obu brzegach Suchej Wody rozwinęły się w wapieniach leje krasowe. Niektóre spośród nich dochodzą do wielkich rozmiarów i kilkumetrowej głębokości. Częściowo wypełnione są one głazami granitowymi, w kilku widoczna jest skała in situ.

Odsłonięcia w potoku ciągną się prawie bez przerw na przestrzeni stu kilkudziesięciu m, po czym następuje przerwa mniej więcej 400-metrowa. W połowie przerwy występuje na prawym zboczu wysoka zerwa skalna, utworzona przez te same wapienie i dolomity środkowego triasu. Podnóże jej sięga w pobliże starej drogi leśnej, wiodącej dnem doliny ku polanie Psia Trawka.

W łożysku Suchej Wody skały, o których mowa, pojawiają się powtórnie w pierwszym z trzech ostro zarysowanych zakrętów, gdzie potok wcina się w nie do głębokości kilku metrów tworząc wąski przełom (nieco w lewo od litery S napisu „Sucha Woda" na mapie 1 : 20 000)[2]. Na następnym zakręcie trias środkowy odsłania się w krawędzi lewobrzeżnego tarasu dennego pomiędzy obecną drogą jezdną a łożyskiem potoku. I tu wytworzyło się na dnie doliny parę lejów krasowych. Poniżej drugiego zakola Suchej Wody odsłonięcia się kończą.

W południowej części zbocza Stólni powstało w r. 1950 drobne osuwisko, które odsłoniło zielonkawe łupki kajprowe z wyciśniętymi strzępami dolomitów. Sygnalizują one początek synkliny Czerwonej Przełęczy i dają możność ustalić szerokość środkowo-triasowego pasa dygitacji Suchego Wierchu w przekroju Suchej Wody na 800-900 m.

Dalszy przebieg tego pasa ku E pozwalają poprowadzić na mapie skupienia lejów krasowych na W od Hali Pańszczycy, gdzie tworzą one miejscami wyjątkowe wprost zagęszczenie. Na przestrzeni kilku ha po-

---

[2] Według ustnej informacji p. Stefana Zwolińskiego, odsłonięcie to znał on już dawniej.

między bulą w południowej części Hali a starasowanym lewym brzegiem Pańszczyckiego potoku liczba ich przekracza 20. Zbocze wznoszące się nad dnem doliny jest już wolne od lejów krasowych. Ponieważ najwyżej położone leje nie przekraczają warstwicy 1 440, zbliżoną zaś wysokość ma również wspomniana bula na Hali Pańszczycy, zbudowana z reglowego środkowego triasu, sądzę, że od tej wysokości zaczyna się w opisywanym profilu grubsza pokrywa morenowa. W kierunku zachodnim podłoże wapienno-dolomitowe podnosi się lekko i w punkcie 1 487 działu wód Suchej Wody—Pańszczycy osiąga swą kulminację.

W okolicy poręb i młodych zalesień Butorowa i Strzeleckiej Koliby krajobraz jest tak typowo morenowy, że napotkanie tu wychodni starszych skał wydaje się wyłączone. Ze znacznym natomiast prawdopodobieństwem wykrycia reglowego liasu należałoby się liczyć na północno-zachodnich stokach Stólni, gdzie morfologiczny charakter zbocza nie ulega zmianie jeszcze na przestrzeni kilkuset m w dół doliny licząc od punktu, w którym odsłaniają się łupki kajprowe.

*

Liczba wzmiankowanych odsłonięć skał podłoża nie jest wprawdzie wielka, wystarcza jednak do ogólnego zorientowania się w przebiegu serii reglowych w dorzeczu Suchej Wody — Pańszczycy. Pozwala ona również nawiązać do terenu opracowanego przez Goetla i Sokołowskiego *(4)*. W szczególności rozświetla się obecnie pozostawione bez ostatecznego wyjaśnienia „zjawisko skręcania ogólnego kierunku jednostek tektonicznych z zachodnio-wschodniego ...... na północno-zachodnio-południowo-wschodni w grupie Kopieńców i Skupniowego Upłazu, położonej na wschód od doliny Bystrej" (l. c. str. 33).

Kierunek NW-SE sięga, jak się okazuje, ściśle do wschodniej granicy zdjęcia Goetla i Sokołowskiego, po czym zmienia się na SW-NE pod kątem niemal prostym. Jądro dolomitowo-wapienne środkowego triasu dygitacji Krokwi daje się prześledzić do okolicy Toporowych Stawów, w których pobliżu znika ono z mapy Tatr na znacznym odcinku aż po dolinę Filipki. Środkowo-triasowy blok Kopieńców zachowuje się tu podobnie jak płat dygitacji Skałek Andrusowa dalej na wschodzie — między Doliną Jaworową a Filipką. Jeśli płat ten wyznacza w strefie reglowej przebieg transwersalnej depresji Szerokiej Jaworzyńskiej, to blok Kopieńców odpowiada drugorzędnemu i raczej płytkiemu obniżeniu poprzecznemu Tatr na zachodniej peryferii elewacji Koszystej. Za taką interpretacją skrętu dygitacji Krokwi wokół Wielkiego Kopieńca przemawiają: pewne zwężenie w tym miejscu synkliny Czerwonej Przełęczy, równoległy skręt dygitacji Suchego Wierchu i prawdopodobne wysunięcie się ku północy mas wierchowych na osi doliny Suchej Wody poniżej Hali Gąsienicowej.

Na wschód od tej doliny synklina Czerwonej Przełęczy rozszerza się gwałtownie ogarniając nieco dalej gniazdo Kop Sołtysich od Waksmundzkiej Polany po północny brzeg Tatr. Jest to jedyne miejsce w Tatrach, gdzie całą strefę reglową wypełnia jądro odwróconej synkliny, oba zaś obrzeżające je pasy wapieni i dolomitów środkowego triasu wyklinowują się równocześnie całkowicie. W ten sposób uzewnętrznia się w reglach rola wielkiej elewacji Koszystej — maksymalnego wyniesienia w osi podłużnej Wysokich Tatr.

ZAGADNIENIE BUDOWY PÓŁNOCNEGO BRZEGU TATR W ŚWIETLE ANALIZY STRUKTURALNEJ SYNKLINY CZERWONEJ PRZEŁĘCZY

Zależność dzisiejszego obrazu tektonicznego pokryw osadowych od ondulacji osi podłużnej Tatr była rozpatrywana przez Rabowskiego *(15, 17)*, następnie przez Goetla i Sokołowskiego *(4)*. Ostatni autorzy naświetlili ją głównie z punktu widzenia przebiegu i zachowania się czołowych mas triasowych dygitacji Krokwi i Suchego Wierchu. Obraz ten uzupełnił po wojnie Sokołowski dla terenu Tatr Bielskich *(19)*.

Ponieważ element tektoniczny Czerwonej Przełęczy wydaje się być niemniej czułym wskaźnikiem przy analizie strukturalnej gmachu tatrzańskiego, zastanawiałem się niejednokrotnie nad jego strukturą.

Zanim jednak sformułuję myśli, które nasunęły mi się w związku z tym zagadnieniem, chcę przedtem poruszyć pokrótce sprawę związaną z tatrzańską nomenklaturą tektoniczną. Wydaje mi się, że osobnych nazw należy używać wyłącznie w odniesieniu do ściśle ograniczonych w przestrzeni lokalnych elementów tektonicznych, jak np. nazwy (zastosowane przez Goetla i Sokołowskiego): dygitacja Spadowca, fałd wsteczny Boczania itp. Równie uzasadnione są, w moim mniemaniu, nazwy użyte przez Andrusowa *(2)* w regionie Szerokiej Jaworzyńskiej, np. dygitacje Gołego, Starego Szałasu lub Suchego Wierchu, chociaż ta ostatnia nazwa brzmi dwuznacznie, skoro po polskiej stronie wiąże się z nią inna treść tektoniczna.

Zupełnie inaczej przedstawia się sprawa nazewnictwa w obrębie walnych elementów tektonicznych Tatr. Przy opisie Tatr Bielskich Sokołowski *(19)* używa wielu nowych nazw nie tylko dla określenia jednostek lokalnych (np. dygitacja Jatek), lecz również dla określenia pojęć, pokrywających się z jednostkami wyróżnionymi przez niego poprzednio w obrębie położonych dalej na zachód Tatr Polskich (dygitacje Hawrania i Suchego Wierchu, Palenicy i Krokwi, synklina Murania i Czerwonej Przełęczy). Dwoistość nazw doprowadzić może do nieporozumień. Czy nie jest np. zbytkiem ostrożności ze strony Michalika *(13*, str. 237), referującego

wyniki ostatnich prac Sokołowskiego i Andrusowa, analizowanie możl
wości pozycji tektonicznej synkliny Murania na tle przebiegu lokalnyc
dygitacji Siodła i Gołego Wierchu, gdy sam Andrusow zdaje się nie mie
pod tym względem skrupułów (2, str. 25 - 26)?

Zasadnicza dwudzielność tektoniczna płaszczowiny reglowej dolne w całych Tatrach nie będzie dziś napewno przez nikogo kwestionowan a zjawisko pozornego zanikania przewróconej synkliny dzielącej dwi walne dygitacje da się zawsze wyjaśnić lokalną komplikacją tektoniczn sfałdowanych mas skrętu synklinalnego. W takiej sytuacji zawsze moż się zdarzyć, że jądro synkliny ujawni na jakimś mocniej zdygitowanyr odcinku kilkakrotne powtórzenie się pewnych serii warstw, ale w grunci rzeczy sprawą czysto formalną będzie decyzja, którą z wytworzonyc łusek lub klinów należałoby uznać tu za właściwą synklinę, którą zaś — za element poboczny. Tak się dzieje również na odcinku depresji Szerokie Jaworzyńskiej, gdzie szeroka strefa synkliny Murania (= Czerwonej Prze łęczy) ulega szybkiemu wyciśnięciu i wtłoczeniu w głąb tak, że nieco dale na W trias środkowy dygitacji Hawrania (= dygitacji Holicy Andrusow = dygitacji Suchego Wierchu w rozumieniu Goetla i Sokołowskiego, ni zaś Andrusowa), kontaktuje bezpośrednio z tymże triasem dygitacji Skałe (= dygitacji Palenicy Sokołowskiego = dygitacji Bujaczego Wierchu An drusowa 1936 = dygitacji Krokwi Goetla i Sokołowskiego).

Zilustrowana na przykładzie kłopotliwość używania synonimiki ter minologicznej przy wszelkich rozważaniach wykraczających poza obrę najściślej lokalny w Tatrach upoważnia mnie, jak sądzę, do stosowania dl całej przestrzeni strefy reglowej Tatr terminów Goetla i Sokołowskieg podobnie jak używane są stale bez budzenia czyichkolwiek wątpliwośc nazwy dwóch zasadniczych fałdów wierchowych, stosowane przez Rabow skiego.

Powracając do rozważań nad przebiegiem i budową synkliny Czer wonej Przełęczy należałoby na pierwszym miejscu podnieść okoliczność o której jedynie mimochodem wspomnieli Goetel i Sokołowski w wielo krotnie cytowanej rozprawie. Mam tu na myśli treść geologiczną synklin odsłaniającą się na powierzchni w dzisiejszym obrazie intersekcyjnym strefy reglowej. Zrozumiałe jest, że w przewróconej synklinie można ob serwować w depresjach poprzecznych jedynie zewnętrzne powłoki jąde dygitacji, a więc w danym przypadku przede wszystkim kajper i retyk Pomijając lokalne wyciśnięcia lub litologiczne zgrubienia serii skalnych powłoki te przedstawiają się na mapie w postaci dość wąskich pasków Na elewacjach poprzecznych powinny się wynurzać głębsze ogniwa stra tygraficzne mas synklinalnych i szerokość synkliny wzrasta. W ten t sposób, tj. przez podnoszenie się ku wschodowi osi podłużnej Tatr, tłu

naczą Goetel i Sokołowski gwałtowne rozszerzanie się poprzednio wąskiej ynkliny Czerwonej Przełęczy na obszarze zlewiska doliny Olczyskiej. To, e nie odsłaniają się w jej jądrze młodsze ogniwa jury, zdaje się wynikać intensywnych przefałdowań w obrębie samego liasu. Na wschód od Suhej Wody, gdzie przypada maksimum elewacji Koszystej, synklina Czerwonej Przełęczy nie tylko zajmuje całą szerokość regli, lecz w skład jej vchodzi wyższa jura a nawet kreda. Szczegóły budowy tego odcinka powoli poznać dopiero skartowanie Kop Sołtysich, ale ogólny jej zarys nie powinienby się już zmienić. Wapienno-dolomitowy trias środkowy dygiacji Krokwi przebiega tu z N na S; synklina Czerwonej Przełęczy jest vybitnie asymetryczna: na powierzchni odsłania się tylko jej skrzydło południowe, gdy tymczasem północne jest ścięte przez sztywne jądro tej lygitacji. Oba ostatnio wymienione zjawiska wiążą się ze stromym pochyaniem się osi podłużnej Tatr ku depresji Szerokiej Jaworzyńskiej.

Do tego miejsca, tj. na przestrzeni od doliny Małej Łąki na zacholzie po Jaworzynę na wschodzie, sprawa wydaje się prosta i strukturalne achowanie się synkliny Czerwonej Przełęczy zdaje się być uzależnione v głównym stopniu od ondulacji poprzecznych tatrzańskiego masywu.

Rzut oka na mapę Tatr przekonuje, że w budowie tej synkliny uczestniczą wyższe ogniwa jury i kreda również na obu skrzydłach masyvu, gdzie ponadto wydatnie zwiększa się jej szerokość. Czy i tu ta sama przyczyna wystarczy do wytłumaczenia tego zjawiska? Jak się zdaje, tłunaczy je ona przynajmniej częściowo. Na zachód od Małej Łąki oś łańcuha podnosi się ku elewacji Kominów Tylkowych. Jeszcze przed kulminacją, w otoczeniu doliny Miętusiej, dygitacja Krokwi kryje się pod eocenem Hrubego Regla. Pozycja tektoniczna szeregu płatów dolno-reglowych na Upłazie i Gładkiem jest jeszcze bardzo niejasna i wymaga definitywnego umiejscowienia (por. *16* i *16a*). Również i synklina Czerwonej Przełęczy atraca na tym skomplikowanym odcinku typowe swe oblicze tektoniczne, stłoczona przez przesunięte nad nią masy dygitacji Krokwi i płaszczowiny reglowej choczańskiej. Dopiero począwszy od Doliny Kościeliskiej budowa synkliny staje się prostsza, aczkolwiek odmienna aniżeli w reglach okolicy Zakopanego.

Następna z kolei depresja Bobrowca zaznaczona jest głęboko wygiętym ku południowi płatem środkowego triasu dygitacji Suchego Wierchu, a synklina Czerwonej Przełęczy zwęża się i wnet redukuje do wąskiego paska dolnej kredy, obrzeżającego od zachodu i pn.-zachodu trzon krystaliczny. Elewacja Osobitej-Salatyńskiego nie odbija się już niczym w jej zredukowanej strukturze.

Przenieśmy się na północno-wschodni brzeg Tatr. Na E od depresji Szerokiej Jaworzyńskiej gmach Tatr dźwiga się po raz ostatni osiągając maksimum wyniesienia wzdłuż linii Jagnięcy—Hawrań, po czym oś po-

dłużna masywu fleksurowo opada nie wykazując jednak dalszych wyra-
niejszych ondulacji. Na całej tej przestrzeni, od Murania po Fajksową, syn
klina Czerwonej Przełęczy nie zdradza żadnych zmian w swej struktur
zachowując dość znaczną szerokość. Wyraźnemu ściśnięciu i, co za ty
idzie, zwężeniu ulega ona dopiero na skraju Tatr — w dolinie Hu
czawy.

W tym miejscu należałoby podkreślić daleko posunięte podobieństw
w budowie synkliny Czerwonej Przełęczy na zachodzie i na wschodzi
I tu i tam jest ona wybitnie asymetryczna. Jej skrzydło południowe je
wykształcone mniej lub więcej kompletnie, północne natomiast uleg
ścięciu: na wschodzie przez dygitację Krokwi, na zachodzie przez płas
czowinę choczańską. Jak wynika z map Uhliga (*21*) oraz Guzika (*9*), płas
czowina ta jest również zdygitowana a komplikacje w jej obrębie dadzą si
obserwować niemal po dolinę Zuberską. Pod kątem widzenia kryteriu
przyjętego w naszych rozważaniach momentem istotnym jest fakt n
ogół pełnego zachowania się warstw kredy w jądrze synkliny Czerwon
Przełęczy. Zjawisko to uderza tym bardziej, że na skrajnym zachodz
i pn.-zachodzie cała wąska strefa oddzielająca trzon krystaliczny od ma
płaszczowiny choczańskiej zdaje się składać wyłącznie z margli neokomu
przynależnych pod względem tektonicznym do stratygraficznego zespoł
opisywanej synkliny [3].

Analiza budowy synkliny Czerwonej Przełęczy na całej przestrzer
strefy reglowej wskazywałaby zatem na pewną trójdzielność podłużn
Tatr. Na odcinku środkowym synklina jest na ogół wąska i w jądrze je
ukazują się na powierzchni osady starsze z liasem włącznie. Wyjątek sta
nowi elewacja Koszystej, gdzie wydobywa się z głębi nawet kreda, a sze
rokość synkliny wzrasta. Jako całość odcinek ten (Mała Łąka—Jaworow
odgrywa w stosunku do synkliny Czerwonej Przełęczy rolę generalnej de
presji, w której obrębie ujawnia się jednak wyraźnie wpływ sfalowani
osi podłużnej Tatr. Na obu skrzydłach odwrócona synklina jest wcią
o wiele szersza niż na odcinku środkowym i w budowie jej na dzisiejsze
powierzchni intersekcyjnej poważny udział mają wgłębne masy kredow
W całości zachowuje się więc ona na zachodzie i wschodzie podobnie ja
na elewacjach, zależność wszakże jej struktury od lokalnych ondulacj
osi Tatr zaznacza się słabiej lub prawie wcale się nie zaznacza.

W konsekwencji obraz uzyskany na drodze przytoczonego rozumo
wania sprowadza się do „dwu owali" tatrzańskich wysp przedzielonych

[3] Wymagałoby to może ostatecznego sprawdzenia, albowiem na obszarze Doli
ny Chochołowskiej Guzik (*9*) rozpoznał w „neokomie" Uhliga choczański lias, obrze
żony retykiem. Zdjęcie Gorka (*7*), sięgające ku północy po Białą Skałę, przemawi
jednak za tym, że od Osobitej po Siwy Wierch występuje na brzegu Tatr istotni
neokom.

bniżeniem centralnym, jak je zrekonstruował Świderski na podstawie upełnie innych przesłanek *(20)*.

*

Pominąłem świadomie w swych rozważaniach zasadę kompensacji ektonicznej, chociaż odbija się ona bardzo wyraźnie na tektonice Tatr. Ia wielką skalę ujawnia się ona w reglach, chociażby w zastąpieniu dygiacji Krokwi przez płaszczowinę choczańską na zachodzie masywu, nie ıówiąc już o elementach drobniejszych. Rozwijaniem nowego tematu nie hciałem komplikować zasadniczego toku rozumowania, tym bardziej, że ens uzyskanego obrazu wymaga wyjaśnień. Nasuwa się tu zasadnicze pyanie, jaka jest przyczyna tak intensywnego wytłoczenia mas kredowych głębi na wschodnim i zachodnim skrzydle Tatr w synklinie Czerwonej 'rzełęczy. Odpowiedź na nie musi obracać się w sferze domysłów, opóki nie uzyskamy konkretnych danych o budowie podłoża w strefie ołożonej na północ Tatr. Zależność bowiem architektury osadowych mas kalnych w Tatrach od ukształtowania tego podłoża wydaje się oczywista. uż Rabowski nie wątpił, że masy te opadają fleksurowo ku północy zdłuż brzegu całego masywu i okolicznością tą tłumaczył szereg zjawisk ujawniających się w tektonice płaszczowin zarówno wierchowych, ak i reglowych *(15, 17)*.

Rozpatrując szczupły zasób faktów, jakimi w chwili obecnej rozporządzamy, wydaje się, że walne elementy planu longitudynalnego tej części Karpat krzyżują się w głębszym podłożu z elementami transwersalymi. Do pierwszych zaliczam elewację Tatr, częściowo wypełniony przez ıasy reglowe wgłębny rów podtatrzański oraz odtworzony przez Gołąba głębny wał podhalański *(5, 6)*. Za transwersalne elementy pierwszego zędu można uważać wyniesienia Tatr zachodnich i wschodnich, przedzielone wielką depresją środkową. Na przedpolu tej depresji, której oś wyıacza dziś w przybliżeniu młodsze strukturalnie obniżenie Goryczkowej, ypadłoby maksimum depresyjne w miejscu przecięcia z podłużnym obiżeniem podkreślonym, podobnie jak poprzednie, przed odmłodzony rów odtatrzański. Pewne fakty, o których będzie mowa poniżej, wskazują, że ównież elementy niższego rzędu znajdują swe przedłużenie pod eocenem 'odhala.

Pomijając na razie różnice litologiczne poszczególnych kompleksów kalnych, które nie pozostają bez istotnego wpływu na ich styl tektoniczny, ależałoby się spodziewać, że w obniżeniach podłoża spływanie mas nasuiętych będzie miało bardziej spokojny przebieg, komplikacje zaś tektoiczne w ich obrębie ujawnią charakter deformacji raczej ciągłych, wyikający głównie ze stłoczeń grawitacyjnych przy dość stromych upaach. Przy płytszym występowaniu i nierównym, „garbatym" ukształtoyaniu oporowego podłoża powinny wystąpić objawy silniejszych nacis-

ków lateralnych, intensywniejsze rozdarcia mas bardziej sztywnych, w tłoczenia zaś ku powierzchni hamowanych w ruchu mas plastyczniejszyc Pomijam tu kwestię, w jakim stopniu naciski te wiążą się z parciem sztyw nych kier podłoża, w jakim zaś — z naporem sunących mas osadowych z plecza, objętych grawitacyjnym ruchem spływowym.

Jeśli przypatrzymy się przekrojom przez osadową strefę Tatr, za ważymy, że zachowanie się pofałdowanych mas skalnych na poszczegó nych odcinkach odpowiada na ogół tej ogólnej zasadzie.

Z mapy i profilów regli zakopiańskich Goetla i Sokołowskiego (widać, że najbardziej strome upady średnio-triasowych jąder głównyc dygitacji Suchego Wierchu i Krokwi przypadają na osiową strefę depres malejąc ku wschodowi i zachodowi. Szczególnie dobrze uwidacznia się zł godnienie upadów na E od ostatniego profilu (IX) w grupie Kopieńców Najbardziej stromo ustawiony jest na zakopiańskim odcinku i fałd Gi wontu. Ogólny, na ogół jednak plastyczny styl tektoniki mas reglowyc okolic Zakopanego równie dobrze odpowiada wyżej sformułowanym zał żeniom teoretycznym.

Nie wchodząc w szczegóły możemy stwierdzić, że dość podobnie wy gląda tektonika na wschodzie i zachodzie, w szczególności tektonika ma reglowych. W depresji Szerokiej Jaworzyńskiej upady są bardziej strom w Tatrach Bielskich — o wiele bardziej łagodne (*2, 19*). W Tatrach Zacho nich, gdzie można się oprzeć na mapie Guzika *(9)*, bardziej strome upad i większa plastyczność odkształceń (szczególnie wyraźnie odzwierciedlon w symetrycznej budowie osiowego pasa synkliny Czerwonej Przełęczy) c chują depresję Bobrowca w porównaniu z przyległą elewacją Kominó Tylkowych.

Silne rozdarcie sztywnych wapienno-dolomitowych mas triasu n elewacjach, ujawniające się jaskrawo w jednostkach tektonicznych zew nętrznych, świadczą może najdobitniej, że ondulacje poprzeczne gmach tatrzańskiego przedłużają się ku północy pod eocenem. Jak daleko sięga one, nie wiemy, ale młode ruchy tektoniczne, ujawnione w rowie pod tatrzańskim *(10, 18)*, dźwigają jego odcinki przypadające właśnie na prze dłużenie elewacji poprzecznych Tatr (Gaberówka, Zgorzeliska). W prze dłużeniu elewacji mamy niemal wszystkie współczesne działy wód na te renie rowu podtatrzańskiego.

Tak przedstawia się obraz elementów niższego rzędu, dla którye materiał jest nieco obfitszy. Zważywszy jednak, że sfałdowane pokryw osadowe Tatr sięgają najprawdopodobniej dość daleko na północ, należa łoby szukać wskazówek uzasadniających specyficzną budowę synklin Czerwonej Przełęczy na E i W — na nieco większych obszarach. Ze wzglę du na większą skalę zjawiska przyczyna jego musi być natury bardzie

eneralnej. Powróćmy więc do walnych elementów opisywanego odcinka
:arpat.

Przyjęliśmy poprzednio, że walnymi elementami transwersalnymi 'atr są ich lateralne wzniesienia i dzieląca je depresja. Czy można dopa-rzyć się dziś ich odpowiedników po północnej stronie wgłębnego rowu odtatrzańskiego?

Zacznijmy od odcinka wschodniego. W pn.-wschodnim przedłużeniu 'atr wynurza się spod fliszu tzw. wyspa drużbacka, świadcząca o niewątliwym wyniesieniu podłoża. Potężna, niemal prostolinijna dyslokacja ob-inająca SE część „wyspy" zrzuca jednocześnie na znaczną głębokość pd.-rschodni narożnik tatrzańskiego masywu. Na odcinku pośrednim prze-ieg dyslokacji zaznacza się zupełnie wyraźnie w upadach fliszu podha-ańskiego na SE zboczu Spiskiej Magury *(22)*. Pozornie zarysowują one ość wąską antyklinę o kierunku NE-SW, skręcającą następnie w rów odtatrzański. W istocie, jak sądzę, dwustronne upady fliszu na tym od-inku mogą odzwierciedlać jedynie linię głębokiego pęknięcia. Na SE od iej, tj. na skrzydle zrzuconym, pd.-wschodnie upady są bardziej stałe, po tronie NW, wyniesionej, flisz jest sfalowany. Duży zasięg dyslokacji i jej :osunek do masywu Tatr przemawia również za tym, że wyspa drużbacka ie reprezentuje wąskiego grzbieciku, dziś na mapie widocznego, lecz jest rschodnim wyniesionym brzegiem większej masy ukrytej pod fliszem. Jważam ją za część składową wgłębnego wału podhalańskiego.

Argumentem przemawiającym za tym, że cały północno-wschodni lok Tatr był już przynajmniej przed eoceńską transgresją wysoko wy-źwigniętym obszarem, jest występowanie na przedpolu Tatr Bielskich wartego i szerokiego pasa zlepieńców. Kompleks ten osiąga tu miąższość ie spotykaną na żadnym innym odcinku północnego brzegu Tatr, rozmiary aś otoczaków i bloków, osiągających kubaturę kilku m^3, są dowodem du-ych deniwelacji *(12)*.

Gdy nasuwające się płaszczowiny reglowe mogły na odcinku cen-:alnym przedpola Tatr spłynąć do głębokiej depresji podłoża, w której utonęły" głębsze ich elementy, tu napotkały one wzniesienie, które spo-rodowało bardziej płaskie ułożenie mas oraz wytłoczenie synklinalnej redy i, w związku z tym, ułatwiło tektoniczne usamodzielnienie potęż-ych kompleksów sztywnych wapieni murańskich (por. *19)*.

Odcinek położony na zachód od środkowego obniżenia tatrzańskiego iasywu był również, jak wynika z naszych rozważań, obszarem wynie-.onym w stosunku do otoczenia. Za przedłużaniem się w kierunku pół-ocnym strefy transwersalnego garbu Tatr Zachodnich przemawia na azie tylko jeden argument. Jest nim rozmieszczenie egzotyków we fli-zu Podhala. Z badań Gołąba wzdłuż Czarnego Dunajca wynika, że :ansport egzotycznego materiału odbywał się z zachodu, tam też należy

szukać jego źródła *(14, 5)*. W roku 1948 na grzbiecie Skoruszyny obserw wałem we fliszu całe ławice otoczaków, wśród których obok skał regl wych reprezentowane są skały krystaliczne, niewątpliwie „egzotyczne" c Tatr [4]. Istnienie elewacji w obrębie wgłębnego wału podhalańskiego jego zachodnim odcinku wydaje się więc zupełnie prawdopodobne.

Obszar Podhala położony pomiędzy wyniesionymi odcinkami — wschodzie i najprawdopodobniej też na zachodzie — odpowiada przedł żeniu ku N środkowej depresji poprzecznej Tatr. Jej istnienie podkreś zanurzanie się osi pasma skałkowego między Białką a Białym Dunajce

WNIOSKI

Podsumowując swe rozważania widzę w pewnych różnicach tekt niki mas reglowych wzdłuż północnego brzegu Tatr, w szczególności z tektoniki synkliny Czerwonej Przełęczy, rezultat różnego ukształtowan wgłębnego podłoża na ich peryferii. Nie wchodząc w szczegóły strukt ralne, omówione przez Rabowskiego oraz Goetla i Sokołowskiego *(17,* przebieg tektogenezy mas reglowych wyobrażam sobie jak następuje:

Po przezwyciężeniu przeszkody, jaką stanowił dla tych mas dźwig jący się stopniowo masyw Tatr, płaszczowiny reglowe spłynęły kask dowo we wgłębny rów podtatrzański, tylko częściowo wypełniony prz czołowe partie fałdów wierchowych. Dolna z nich uległa zdygitowan rozdzielając się na dwie dygitacje pierwszego rzędu i szereg pomnie szych. Powstała wówczas przewrócona synklina Czerwonej Przełęcz W środku obszaru, o którym mowa, wpływ hamujący podłoża był słabsz na obu skrzydłach silniejszy, ponieważ po stronie północnej wgłębneg rowu podtatrzańskiego znalazły się wyniesienia strukturalnej powierzch podłoża. Ta okoliczność stała się również przyczyną dzisiejszej asymetr synkliny Czerwonej Przełęczy, umożliwiła bowiem tektoniczne ścięcie j północnego skrzydła na zachodzie i wschodzie przez nasuwające się je nostki nadległe. Na wschodzie dokonała tego sztywna masa średnio-tri sowego jądra dygitacji Krokwi, na zachodzie — płaszczowina choczańsk Płaszczowina ta, mająca powierzchnię strukturalną podłoża w znaczny stopniu podbudowaną i wyrównaną przez masy reglowe dolne, zachowa się tylko na stosunkowo niewielkim odcinku. Na pozostałych uległa o zerodowaniu. Dzięki temu, ani o jej roli w tektogenezie regli środkow i wschodniej części Tatr, ani o nasuniętej, być może, lecz również zdart

[4] Nie znając jeszcze tych skupień egzotykowych z autopsji i opierając się n opisie Gotkiewicza, który je uznał za wysoko położone tatrzańskie żwiry rzeczne (wypowiedziałem pogląd o możliwości zachowania się w specjalnych warunkach ot czaków skał węglanowych w żwirowiskach przedplejstoceńskich Tatr *(11)*. Po stwie dzeniu pomyłki Gotkiewicza korzystam ze sposobności, aby ten pogląd odwołać.

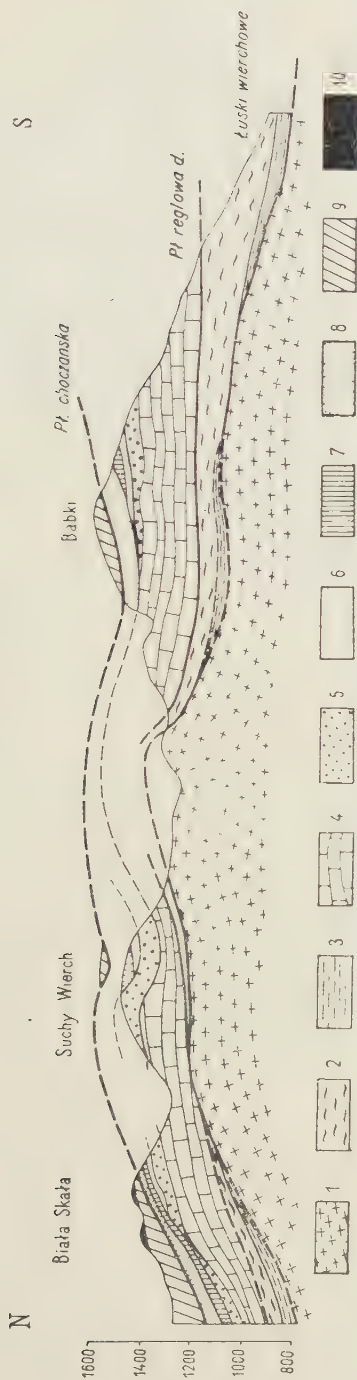


Fig. 2

Próba interpretacji struktury tektonicznej zachodniego obrzeżenia Tatr na podstawie mapy A. Gorka (7)

1 trzon krystaliczny, *2* malm-urgon wierchowy, *3* alb wierchowy; płaszczowina reglowa dolna, *4* trias środkowy, *5* kajper, *6* retyk. *7* jura, *8* neokom: płaszczowina reglowa choczańska: *9* dolomity choczańskie, *10* retyk

Linie grube — granice nasuniętych jednostek; linie cieńsze — przesunięcia wewnątrz jednostek

przez erozję płaszczowinie reglowej górnej (strażowskiej) nic konkretneg nie wiemy.

Wschodni brzeg Tatr, obcięty wielką dyslokacją, nie pozwala na z rientowanie się w stylu tektonicznym szariowanych jednostek na E od t dyslokacji, bowiem zapadły się one w głąb. Natomiast łagodne pochylan się trzonu krystalicznego Tatr w kierunku zachodnim umożliwia tę orie tację, jeśli się oprzemy na nowym zdjęciu geologicznym Gorka (7). Bra tu już wysokiej poprzecznej przeszkody dla nasuwanych płaszczowi więc nie tworzą one obalonych i fleksurowo opadających fałdów, le przekraczają obniżony masyw w postaci płasko leżących pokryw o kon pleksach stratygraficznych normalnych, poprzesuwanych względem sieb jedynie przez odkłucia i poślizgi poziome. Profil (fig. 2) przedstawia pró interpretacji ich tektoniki na podstawie mapy Gorka. Eocen maskuje, ni stety, budowę mas na obszarze leżącym dalej na północ, jest jednak ni mal pewne, że odwrócona synklina Czerwonej Przełęczy, rozdzielają zdygitowane masy płaszczowiny reglowej dolnej, nie znajduje już tu prz dłużenia.

Zakład Geologii Polski
i Regionalnej Świata U. W.
Warszawa, w listopadzie 1954

LITERATURA CYTOWANA

1. ANDRUSOV D. Subdivision des nappes subtatriques sur le versant nord de Haute Tatra. — Bull. Assoc. Rech. Sci., IV, 23. Praha 1936.
2. — Tektonicka stavba masivu Širokej (Vysoké Tatry). — Geol. Sborn. I, 1. Br tislava 1950.
3. GADOMSKI A. Polodowcowe zmiany hydrografii tatrzańskiej. — Ref. II Zjaz Słow. Geogr. i Etnogr. 1927.
4. GOETEL W. & SOKOŁOWSKI S. Tektonika serii reglowej okolicy Zakopane (Sur la tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane). — Roc P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), VI. Kraków 1930.
5. GOŁĄB J. Tektonika Podhala. — Geol. Biul. Inf., zesz. 1. Warszawa 1952.
6. — Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the Flysch Podhale. — Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź, Cl. III, Sci. Math. Nat. V, Łódź 1954.
7. GOREK A. Tektonické okna na zapadnom ukončeni Vysokých Tatier. — Ge Sborn. I, 1. Bratislava 1950.
8. GOTKIEWICZ M. Predyluwialny poziom skoruszyński na Orawie (Die vordil viale Hochfläche von Skoruszyna im Orawagebiet). — Przegl. Geogr. (R Pol. Géogr.), XI. Warszawa 1931.
9. GUZIK K. Serie reglowe na zachód od dol. Kościeliskiej w Tatrach — ma (Séries subtatriques dans la partie occid. de la Haute Tatra — carte géo — P.I.G. (Serv. Géol. de Pologne). Warszawa 1939.

0. HALICKI B. Dyluwialne zlodowacenie pn. stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne). V. Warszawa 1930.

1. — O właściwej roli kwarcytów w żwirowiskach przedpola Tatr (Sur le rôle des quartzites dans les graviers de l'avant-pays de la Tatra). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), XVII. Kraków 1948.

2. KUŹNIAR W. Eocen tatrzański. — Spraw. Kom. Fizjogr., XLII. Kraków 1908.

3. MICHALIK A. Budowa Tatr. — Reg. Geol. Polski, I, 2. Kraków 1953.

4. Protokół z Konferencji w spr. geologii regionu podhalańskiego odbytej w Krakowie w Zakł. Geol. Ogólnej AGH w dniach 2-3.XI.1949 (powielony).

5. RABOWSKI F. Budowa Tatr. Pasmo wierchowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone haut-tatrique). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), III. Warszawa 1925.

6. — Rozważania nad budową pasma reglowego w Tatrach (Quelques réflexions sur la tectonique de la zone subtatrique de la Tatra). Ibidem, V, 3-4. Warszawa 1930.

6a. — Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych na prawym zboczu dol. Kościeliskiej w okolicy Upłazu Miętusiego i ich znaczenie (Les rapports structuraux entre les nappes subtatriques de la Tatra sur le versant droit de la vallée Kościeliska aux environs de l'Upłaz Miętusi et leur signification). — Biul. I. G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), Nr 86. Warszawa 1954.

7. RABOWSKI F. & GOETEL W. Budowa Tatr. Pasmo reglowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatrique). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. de Pologne), III. Warszawa 1925.

8. ROMER E. Tatrzańska epoka lodowa (The Ice Age in the Tatra Mts.). — Prace Geogr. (Trav. Géogr.). XI. Lwów 1929.

9. SOKOŁOWSKI S. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (Les Tatry Bielskie. Géologie du versant sud). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. de Pologne). IV. Warszawa 1948.

. ŚWIDERSKI B. Geneza dolin tatrzańskich (Sur la genèse des vallées des Monts Tatras). — Przegl. Geogr. (Rev. Pol. Géogr.), III. Warszawa 1922.

. UHLIG V. Tatry (mapa geologiczna). Atlas geol. Galicji. Zesz. 24.

. — Ark. Szczawnica. Pas 7, słup IV. Ibidem.

.UDWIK SAWICKI

Stratygrafia interglacjału Szeląga pod Poznaniem

'REŚĆ: Wstęp — Stratygrafia: uwagi wstępne; północna część żwirowni; szurf III; zurf IV: szurf V: szybik 1 — Interpretacja stratygrafii profilu — Literatura cytowana

WSTĘP

Zagadnienie pozycji stratygraficznej oraz wieku interglacjału Szelą-a nie przestało być zagadnieniem roboczym, mimo licznych prób wyjaś-ienia tego zagadnienia w nawiązaniu do stratygrafii naszego plejstocenu. /Iyśl wznowienia badań zawdzięczam prof. Wł. Szaferowi, który przy kazji XXV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego zwrócił mi wagę na aktualność zagadnienia stratygrafii interglacjału Szeląga. Praca iniejsza zawiera wyniki badań, jakie przeprowadziłem z ramienia Zakła-u Prehistorii Czwartorzędu, w czasie od 9 do 23 października 1952 r.

We wznowieniu badań w Szelągu zainteresowana była również pre-istoria plejstoceńska, a to ze względu na dokonane i opublikowane 7 1897 r. przez G. Maasa znalezisko dwóch wyrobów krzemiennych pa-eolitycznych w środkowej partii serii piasków podściełających górną mo-enę denną *(5)**. Ponieważ poprawności lokalizacji stratygraficznej tego naleziska nie podobna kwestionować, możemy się nim posługiwać jako 'ażnym pomocniczym kryterium chronologicznym przy ustalaniu, na odstawie kryteriów geologicznych, wieku utworu, z którego pochodzi. V danym przypadku jest to utwór mający bardzo istotne znaczenie dla łaściwej interpretacji całości profilu Szeląga.

W pracy rozpatrującej niedomagania metodologiczne w badaniach na-zego plejstocenu niżowego (1937, *10)* podałem cztery przykłady możliwo-ci różnej interpretacji znanych profilów interglacjalnych. Jednym z nich ył profil żwirowni w Szelągu. Na tablicy przedstawiającej stratygrafię zeląga według E. L. Niezabitowskiego *(7)* zestawiłem interpretację St. 'awłowskiego *(8)* oraz W. Szafera i J. Treli *(11)*, którzy z ramienia Pol-kiej Akademii Umiejętności przeprowadzili w 1927 r. badania zespołowe

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

interglacjału szelągowskiego, oraz podałem odrębną interpretację własn sytuacji stratygraficznej i wieku tego interglacjału. Moja interpretacj była „gabinetową" interpretacją wyników wymienionych badań zespoło wych Szeląga, którego sam wówczas terenowo nie znałem. Opublikowani jej zwalnia mnie od szczegółowego opisu wyników tych badań. Został one przyjęte i posłużyły J. Gołąbowi (*1*, *2*) i B. Krygowskiemu (*4*) za pod stawę do nawiązania profilów pobliskich Winiar i Głównej z profilen Szeląga.

Podjęcie w 1927 r. badań zespołowych w żwirowni w Szelągu pozo stawało w związku z odkryciem przez Pfühla w 1910 r. torfów, któr uznane zostały za interglacjalne. „Słabą jednak stroną dokonanego prze Pfühla odkrycia — jak pisze St. Pawłowski (*8*), który przeprowadził n Szelągu w 1927 r. badania stratygraficzne — był brak przekonywującyc argumentów natury nie tyle biologicznej, co geologicznej. Mianowicie mimo usiłowań, czynionych ze strony takiego znawcy dyluwium, jakir był Jentzsch, nie znaleziono pod torfem dolnego marglu lodowcoweg Także i to nie było szczęśliwym, że odkrywki torfu leżały niedaleko wy sokiej terasy Warty i że nie wszystkie można było uważać za przykryt przez margiel górny" (l. c., str. 40). Toteż w roku 1927 podjęto prace ba dawcze „celem ponownego odsłonięcia powierzchni torfu, a głównie ce lem stwierdzenia, czy pod torfem jest margiel dolny i czy nad torfer znajduje się niewątpliwy margiel górny". Wynik był częściowo ujemny „Nienatrafienie w wykopach naszych — pisze Pawłowski — na doln margiel, nie pozwala utrzymywać, że pod interglacjałem na Szelągu zna duje się dolny margiel lodowcowy" (l. c., str. 42).

Ze stwierdzeniem ujemnego wyniku poszukiwań dolnej gliny more nowej wydaje się być w sprzeczności końcowy ustęp opisu profilu wyso kiej ściany „głównej odkrywki", w której spodzie ok. 15 m poniżej gór nej krawędzi ściany „natrafia się — jak pisze tenże autor — na glin szaro-popielatą z głazikami, ale obficie pojawiające się w tym poziom wody nie pozwoliły na jej bliższe zbadanie" (l. c., str. 45). Glinę pokry wały „3,0 - 4,0 m żwiry, ku dołowi coraz grubsze", wyżej „6,0 - 7,0 m pia ski jasne, przeważnie skośnie warstwowane, poprzegradzane warstewka mi jasnych iłów od 0,2 - 0,5 cm grubości", następnie „3,0 - 4,0 jasnożółt margiel lodowcowy, zmieniony od góry pod wpływem wody", wreszc „0,35 m gleba piaszczysta". W analogicznej sytuacji stratygraficznej Maa miał stwierdzić, w tejże żwirowni szelągowskiej, obecność dolnej glin morenowej na głębokości 12 m od góry *(6)*.

Wyniki badań stratygraficznych St. Pawłowskiego uzupełnia prac J. Gołąba (1934, *1*) o toczeńcach z gliny morenowej w Szelągu (fig. 1, 2 Zgodnie z interpretacją Pawłowskiego i Niezabitowskiego profilu Szeląg autor ten przyjmuje, iż „torfy i gytie torfiaste" interglacjalne powstał

w zarastającym „zbiorniku", który „został wycięty w glinach morenowych starszego zlodowacenia, przy czym erozja w częściach środkowych dotarła nawet do iłów Poznańskich" (l. c., str. 572). Co się tyczy warunków występowania toczeńców, tenże autor stwierdza, co następuje (str. 547): „Toczeńce występują w spągowych częściach żwirów, leżących nad piaskami pokrywającemi torfy interglacjalne. Stosunki takie występują jednakże w nielicznych miejscach, gdyż np. ku południowi żwiry ścinają piaski a nawet torfy tak, iż leżą bezpośrednio na iłach jeziornych"... „Tu trze-

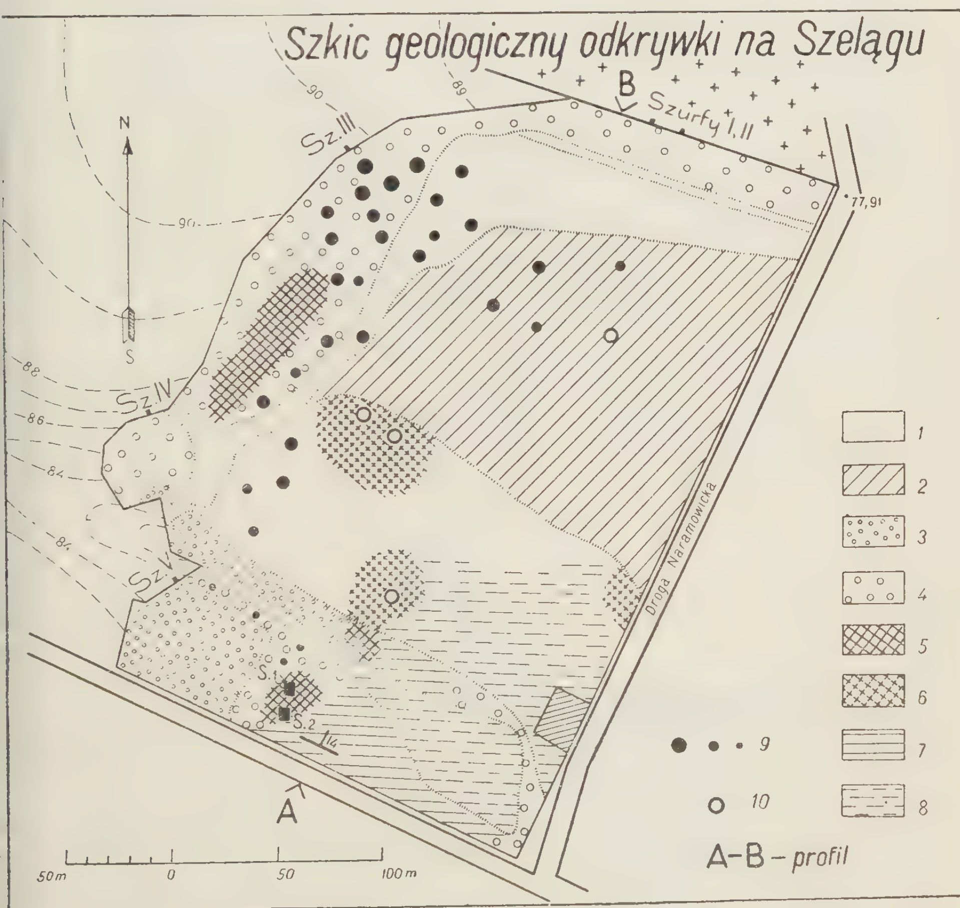


Fig. 1

Szkic geologiczny odkrywki na Szelągu
(według J. Gołąba, 1934, *1*)

1 sztuczny nasyp, *2* glina morenowa, *3* piaski drobnoziarniste, *4* żwiry, *5* torfy na powierzchni lub też pod cienką pokrywą żwirów, *6* torfy pod nasypem, *7* iły jeziorowe na powierzchni, *8* iły jeziorowe pod nasypem, *9* toczeńce (wielkość kółek odpowiada względnej wielkości toczeńców), *10* wiercenia poszukiwawcze w 1927 r.

ba zwrócić uwagę (l. c., str. 551-552) na to, że w północnej części od krywki składniki żwirów osiągają niekiedy średnicę 20 cm, co mogłoby prowadzić do przypuszczenia, iż żwiry są pozostałością po rozmyciu moreny leżącej nad utworami interglacjalnymi, a co za tym idzie, interglacjał byłby przykryty dwiema morenami oddzielonymi od siebie grubą warstwą fluwioglacjału. Uwarstwienie jednak przekątne żwirów, a przede wszystkim występowanie toczeńców w tych żwirach o charakterystycznej genezie, zmusza do odrzucenia tego przypuszczenia".

Powstawanie toczeńców J. Gołąb przedstawia w następujący sposób (l. c., str. 548): „brzeg zbiornika, zbudowany z gliny morenowej szarej, dostarczył materiału na toczeńce, które jako odłamy podmytego brzegu staczając się po pochyłości dostawały się do wody, rozmiękały na powierzchni, a dalej tocząc się po dnie żwirowym, popychane równocześnie prądem wody, otaczały się warstwą żwirów lodowcowych". „Obrywanie brzegu pozostawało w związku z większym napływem wód roztopowych zbliżającego się lodowca" (l. c., str. 549).

W pracy o interglacjale Winiar (1938, *2*) J. Gołąb podaje szczegółową interpretację stratygrafii Szeląga (l. c., str. 118; p. także fig. 3). „Grube żwiry skośnie uwarstwione... z toczeńcami" (na moich profilach poziom *5a* szurfu IV, szybiku 1), pokrywające „torfy" interglacjalne, reprezentować mają „gwałtowną akumulację rzeczną", z której początkową fazą jest związana „erozja" torfów. Nadległe „piaski skośnie uwarstwione, gruboziarniste... ze skamielinami" (na moich profilach poz. 5) — wiąże

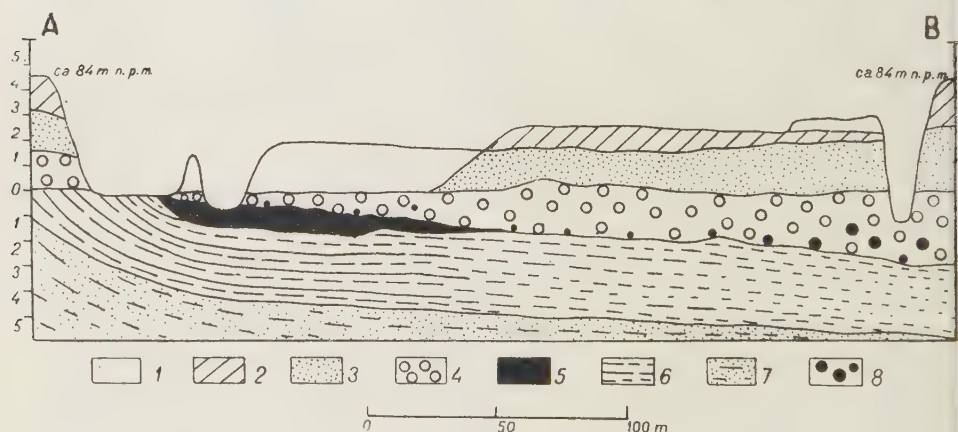


Fig. 2
Profil odkrywki na Szelągu
(według J. Gołąba, 1934, *1*)

1 nasyp, *2* glina morenowa zwałowa, *3* piaski drobnoziarniste, *4* żwiry, *5* torfy, *6* iły jeziorowe częściowo piaszczyste, *7* spągowe piaski ilaste, *8* toczeńce, *A* i *B* profil

z „silną akumulacją rzeczno-jeziorną", a pokrywające je „piaski górne" (poziom 6) — ze „spokojną akumulacją rzeczną". Torfy oraz wyżej wymienione utwory nadległe J. Gołąb zalicza, zgodnie z panującym wówczas poglądem, do interglacjału pomiędzy zlodowaceniami krakowskim

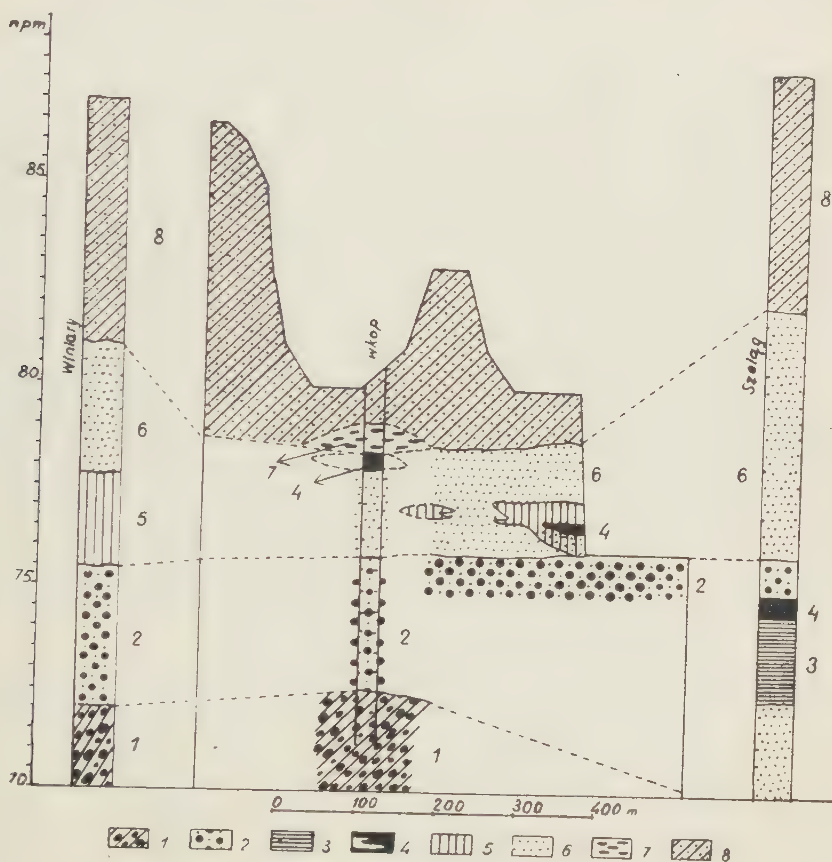


Fig. 3

Geologiczny profil Winiar

(według J. Gołąba i J. Urbańskiego, 1938, 2)

1 morena szara (dolna) Cracovien, *2* żwiry skośnie uwarstwione, *3* kreda jeziorowa Szeląga, *4* torfy i gytie, *5* iły i piaski ilaste, *6* piaski skośnie uwarstwione i piaski drobnoziarniste w stropie, *7* morena zmieszana z interglacjałem, *8* morena brunatna (górna) Varsovien I

i warszawskim I — Masovien I. Zestawiając utwory Winiar i Szeląga przyjmuje (1. c., str. 119 i fig. 3), „że w interglacjale poznańskim występuje zimne wahnienie klimatyczne wyrażone stropowymi częściami torfów Szeląga, ustępujące następnie cieplejszemu klimatowi wyrażonemu

przez składy gytyj z Winiar". Fazie subarktycznej odpowiadać mają żwiry pokrywające torf, fazie umiarkowanej — nadległe „piaski skośnie uwarstwione", wreszcie fazie klimatu „chłodnego, leśnego" — „piaski górne Szeląga".

STRATYGRAFIA

Uwagi wstępne

Żwirownia na Szelągu przedstawia rozległy wykop o kierunku N-S ok. 700 m długości i ok. 450 m szerokości, otwarty od wschodu, głęboki do ok. 10 m (pl. I, II). Żwirownia jest od dawna nieczynna; dno jej pokrywa zwarty kobierzec traw i chwastów, z kępami roślinności bagiennej w miejscach podmokłych. Jest wcięta w brzeżną partię równiny morenowej (maxim. 90 m n.p.m.) — w zbocze wcięcia pradoliny Warty i jej wysoki taras erozyjno-akumulacyjny (fig. 4), który na odcinku żwirowni leży w poziomie ok. 78 - 86 m n.p.m. Obecny stan wykopu jest na ogół zgodny ze stanem, jaki przedstawia opublikowany przez Gołąba „szkic geologiczny odkrywki na Szelągu" (p. wyżej fig. 1). Największe zmiany zaszły na południowej granicy wykopu, która, zwłaszcza w części pd.-zachodniej, przedstawia obecnie zsypisko śmieci (naprzeciw szurfu IV) oraz zlewisko szlamu kanałów miejskich (naprzeciw szybików 1 i 2). W pozostałej, większej części żwirowni zbocze jej wcięcia jest dostępne dla badań; pokrywają je tylko zwały osuniętej gliny morenowej i podściełających ją utworów mułkowatych oraz piasku.

Materiały stratygraficzne, będące przedmiotem tej publikacji, pochodzą z 5 szurfów i 2 szybików. Punkty, w których zostały one wykonane, są oznaczone na planie żwirowni (fig. 1). Ponadto, w związku z szurfami I i II, odsłonięto na przestrzeni 50 m górną partię zbocza wykopu (tabl. I, pl. I, fot. 1, pl. III i IV), a w jego części południowej (w okolicach szurfu V i szybiku 1) wykonano szereg płytkich (z powodu zawodnienia) szybików poszukiwawczych.

Północna krawędź wykopu przedstawia niemal linię prostą o kierunku E-W, biegnącą wzdłuż ogrodzenia cmentarza naramowickiego. Na odcinku tym powierzchnia terenu poniżej kulminacji 90 m n.p.m. przedstawia zbocze pradoliny Warty łagodnie opadające do poziomu +78 m na skrzyżowaniu szos prowadzących do Naramowic. Poziom +78 m oznacza wzniesienie w tym miejscu powierzchni wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Warty. W poziomie ok. 85-88 m powierzchni zbocza pradoliny wykonano wyżej wspomniane odsłonięcie z szurfami I i II. Ta część wykopu przedstawia odcinek szczególnie ważny, układ bowiem i charakter występujących tu utworów umożliwia dokładne ustalenie warunków stratygraficznych interglacjału torfowego żwirowni szelągowskiej, co do

...nieci (naprzeciw szurfu IV) oraz ...zeciw szybików 1 i 2). W pozo... wcięcia jest dostępne dla ba... gliny morenowej i podścielają...u.

...zedmiotem tej publikacji p... w których zostały one wykona... 1). Ponadto, w związku z szur... m górną partię zbocza wykopu ...ego części południowej (w okolicach ...reg płytkich (z powodu zawodnienia)

...pu przedstawia niemal linię prostą o kierun... ogrodzenia cmentarza naramowickiego. Na od... cinku tym powierzchnia terenu poniżej kulminacji 90 m n.p.m. przedsta... wia zbocze pradoliny Warty łagodnie opadające do poziomu ~78 m na skrzyżowaniu szos prowadzących do Naramowic. Poziom ~78 m oznacza wzniesienie w tym miejscu powierzchni wysokiego tarasu erozyjno-akumu... lacyjnego pra-Warty. W poziomie ok. 85-88 m powierzchni zbocza pra... doliny wykonano wyżej wspomniane odsłonięcie z szurfami I i II. Ta część wykopu przedstawia odcinek szczególnie ważny, układ bowiem i charak... ter występujących tu utworów umożliwia dokładne ustalenie warunków stratygraficznych interglacjału torfowego żwirowni szelągowskiej, co do

wykopu przedstawia odcinek szczególnie ważny, układ bowiem i charakter występujących tu utworów umożliwia dokładne ustalenie warunków stratygraficznych interglacjału torfowego żwirowni szelągowskiej, co do

których istnieją dotychczas poważne różnice poglądów. Zasadniczo występują tu utwory te same i w tej samej kolejności, jak w całej pozostałej, większej części wykopu żwirowni. Według oznaczeń E. L. Niezabitow-

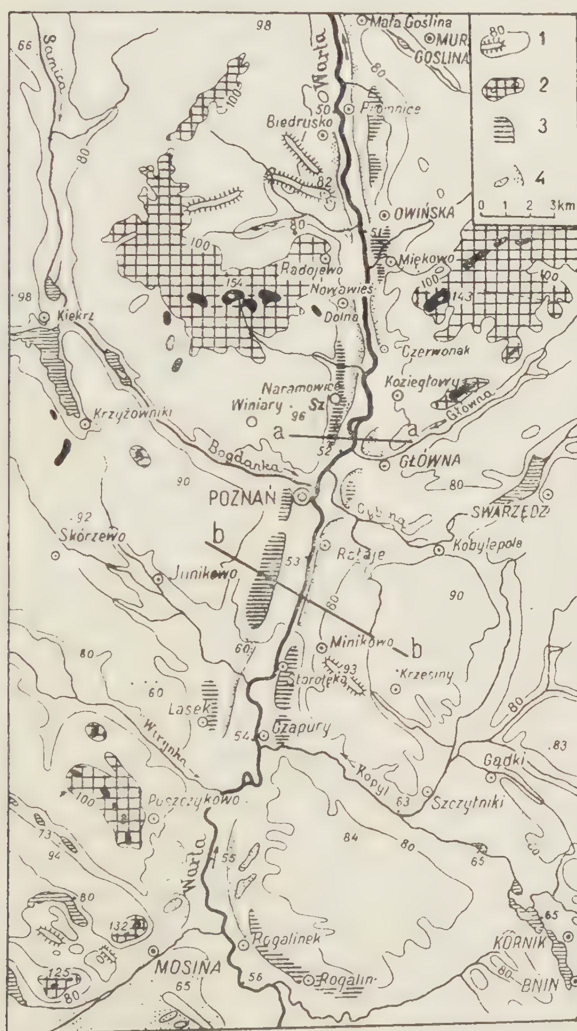


Fig. 4
Szkic morfologiczny przełomowej doliny Warty
(według S. Pawłowskiego, 1929, *9*)
1 warstwica 80 m, ozy; *2* warstwica 100 m, moreny czołowe; *3* taras górny; *4* taras środkowy, wydmy

skiego są to, poczynając od góry, utwory następujące (fig. 5): 1) „margla moreny dennej"; 2) „biały piasek kwarcowy" (według Pawłowskiego — „piaski i iły"); 3) „piaski ciemne o warstwach krzyżujących się"; 4) „żwir".

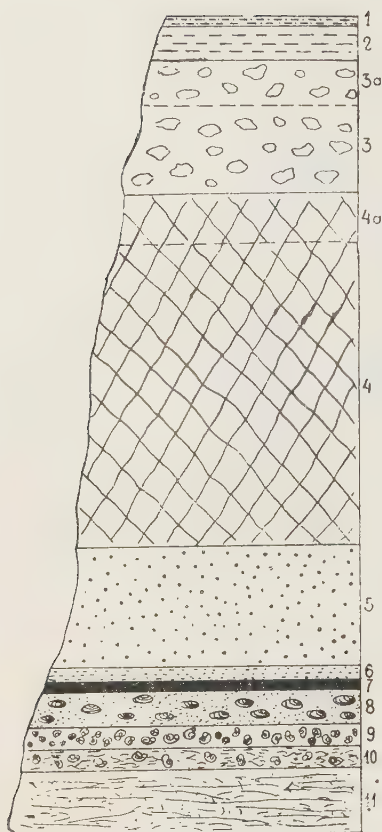


Fig. 5

Profil stratygraficzny Szeląga (według L. Niezabitowskiego, 1929, 7)

1 humus 16 cm grub., *2* morena zwietrzała 83 cm grub., *3a* margle ciemne moreny dennej 1,20 m grub., *4a* piasek biały kwarcowy 1,30 m grub., *4* piaski ciemne o warstwach krzyżujących się 8,10 m grub., *5* żwir 3,20 m grub., *6* piasek o układzie krzyżowym 43 cm grub., *7* torf 22 cm grub., *8* margiel jeziorowy ze skójkami (Unionidae) 1 m, *9* margiel jeziorowy z muszelkami 53 cm grub., *10* piasek gliniasty z muszelkami 63 cm grub., *11* piasek przepojony wodą 1,70 m grub.

Ani Pawłowski, ani Niezabitowsk nie podają w swych zestawieniach straty graficznych faktu występowania w zbo czowej partii północnego odcinka ścianki wykopu żwirowni, serii piasków wysokie go tarasu pra-Warty, wciętego w górn „margiel lodowcowy" oraz w podściela jące go utwory. Pawłowski wspomina je dynie (*8*, str. 41-42) o „doskonale rozwi niętej terasie wysokiej, w poziomie okrą gło 20 m ponad rzeką Wartą, która przy piera do wzniesienia przeszło 90 m". „Te rasa wysoka" (nazywa ją również „gór ną") ma być „zbudowana ze żwirów i pia sków", których pochodzenia nie podaje graficznie zaś oznacza je tak samo, ja „piaski i żwiry" pokrywające interglacja torfowy. Stosunek „terasy wysokiej" d terenu wykopu żwirowni przedstawia po dany przez Pawłowskiego „Przekrój prze lewy stok doliny Warty pod Poznaniem n tzw. Szelągu" (fig. 6). Trasy jego dokład nie nie podaje, niewątpliwie jednak jest t przekrój przez południową część żwirow ni. Jak bowiem wynika z treści omawia nej publikacji, przeprowadzone wówcza badania stratygraficzne ograniczone był do terenu południowej części wykopu żwi rowni. Fakt ten zadecydował, że swoje ba dania rozpocząłem od wspomnianego ju północnego odcinka ściany wykopu, z szur fami I i II.

Północna część żwirowni

W wyniku moich badań na odcinku tym stwierdziłem, poczynając od góry występowanie następujących utworów (tabl. I, pl. III i IV):

1° *Seria piasków* najwyżej wzniesionej, przybrzeżnej partii wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Warty (tabl. I, w-wa 8; pl. III-1, w-wa 8; pl

IV-2, w-wa 8), na odcinku objętym profilem — miąższości do 3 m, barwy jasnej, żółtawej, o uwarstwieniu drobnym, ze słojami żelazistymi, zapadającymi ku E pod kątem 12-14°; piaski przeważnie drobno- i średnioziarniste (w poziomie środkowym frakcje 0,1-0,5 mm stanowią 75,71%), bezwapienne; poziom spągowy charakteryzuje większy udział piasków gruboziarnistych (frakcje 0,5 - 2 mm — 43,7%) z nieznaczną domieszką drobnego żwiru (2 - 4 mm grub. — 0,7%), wapniste.

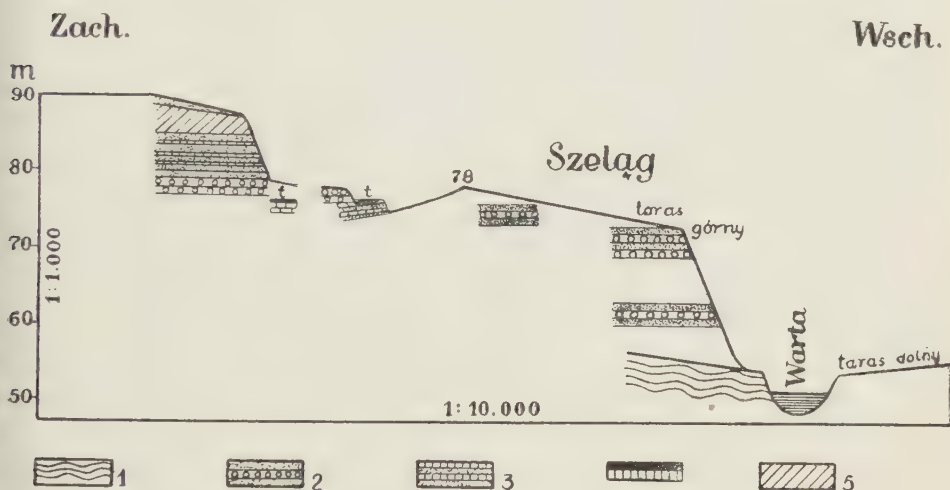


Fig. 6

Przekrój przez lewy stok doliny Warty pod Poznaniem na Szelągu (według S. Pawłowskiego, 1929, 8)

1 iły poznańskie, *2* piaski i żwiry, *3* piaski i iły, *4* torf, *5* margiel lodowcowy górny

Seria ta wypełnia wcięcie pra-Warty, wyerodowane częściowo w górnej glinie morenowej (tabl. I, w-wa 7) oraz w utworach podścielających ją (większa część zbocza i dno wcięcia). Na zboczu pojedyncze głaziki i głazy eratyczne, na dnie wcięcia zwarta warstwa żwiru, głazików i sporadycznie występujących „brukowców" z rozmytej górnej gliny morenowej, stanowiąca poziom graniczny z podścielającą go serią piasków rzecznych (tabl. I, w-wa 5). Ani w tym poziomie, ani w pokrywających go piaskach gruboziarnistych obecności toczeńców z gliny morenowej nie stwierdziłem. Fakt ten zasługuje na uwagę, ponieważ warstwa żwirowo-głazikowa poziomu granicznego była akumulowana w warunkach identycznych z tymi, w jakich — według J. Gołąba *(1)* — tworzyły się toczeńce dolnej gliny morenowej, występujące w poziomie spągowym wspomnianej serii piasków, w warstwie żwirowo-głazikowej, pokrywającej interglacjał torfowy Szeląga.

Piaski tego odcinka wysokiego tarasu pra-Warty są niemal wyłąc nie kwarcowe, z wybitną przewagą kwarcu szklistego. Nieznaczną d mieszkę stanowią ziarna skaleni, glaukonitu, blaszki biotytu i muskowit Frakcje powyżej 0,4 mm zawierają ostrokanciaste i obtoczone okruch skał krystalicznych, które najliczniej występują w poziomie spągowym – „bruku". W piaskach tego poziomu stwierdziłem występowanie okruchó marglu jeziorowego, ułamków spikul gąbek oraz okruchów zwęglone drewna i pyłu węglowego.

Frakcje poniżej 0,1 mm obu poziomów — środkowego i spągow go — to wyłącznie ostrokanciasty druzgot i pył kwarcu szklistego. Ziarr obtoczone, o powierzchni przeważnie matowej, w tym typowe ziarna ku liste i jajowate, pojawiają się już we frakcji 0,1 - 0,2 mm, powyżej kt rej — w następnych frakcjach — udział ich stopniowo wzrasta i stają s składnikiem dominującym; ziarna o powierzchni lśniącej nieliczne.

2° *Glina morenowa* (tabl. I, w-wa 7) leży transgresywnie na utw rach podścielających ją, które ścina. Zmiennej miąższości: w południc wej części wykopu do 4 m, w części środkowej do 8 m; w kierunku pó nocnym miąższość jej stopniowo maleje; przy szurfie II już się wyklin wuje. Dzieje się to na odcinku, który przedstawia zbocze pradoliny Wa ty, wyklinowywanie się zatem gliny morenowej przypisać należy den dacji, a jednocześnie najprawdopodobniej — mniejszej miąższości, sądzą ze znacznie wyższego wzniesienia spągu gliny morenowej w porównani z poziomem, na jakim występuje na środkowym odcinku ściany wykop

W zasadzie charakter litologiczny gliny morenowej na wszystkic odcinkach wykopu jest identyczny. Wapnista, w stanie wilgotnym barw ciemnej, szarawo-żółtawej, jest ona w stanie suchym jasna, sepiowo szarawa. Uboga w gruby materiał eratyczny, a nawet żwir (przeważ drobny); „brukowce" i duże głazy (70-80 cm dług.) znajdują się w ni rzadko. Miejscami (szurf III) w poziomie spągowym glina zawiera wtrą cenia ilaste i mułkowe oraz wkładki piasków i mułków pobranych z podło ża. Jak to wynika z zestawienia jej składu mechanicznego i dolnej glin morenowej toczeńców, jest od tej ostatniej bardziej piaszczysta (p. niże tabela 1).

Frakcje ok. 0,1 i 0,1 - 0,2 składają się głównie z ostrokanciasteg miału kwarcowego szklistego; dość znaczną domieszkę stanowią ziarn glaukonitu; skalenie nieliczne. We frakcji 0,1 - 0,2 pojawiają się ziarn obtoczone, których ilość we frakcjach następnych stopniowo wzrast i wzrasta również udział ziarn dobrze obtoczonych, kulistych i jajowa tych o powierzchniach matowych. Poczynając od frakcji 0,2 - 0,3 przewa żają ziarna kwarcu matowe, obtoczone, nieregularne, z domieszką kuli stych i jajowatych; ziarna o powierzchni lśniącej są nieliczne. We frak cji 0,4 - 0,5 pojawiają się okruchy skał krystalicznych. W następnych frak

cjach ilość ich wzrasta; występują obtoczone i ostrokanciaste okruchy różnych skał krystalicznych, a mniej licznie — okruchy szarych piaskowców, wapieni paleozoicznych i kredy, poza tym również nieliczne ułamki spikul, obtoczone okruchy zwęglonego drewna oraz grudki marglu jeziorowego i ułamki skorupek ślimaków, pochodzące prawdopodobnie z utworów podścielających.

Na przestrzeni środkowego odcinka wykopu górna partia gliny morenowej przedstawia utwór zmieniony pod wpływem procesów glebowych. Mianowicie, pod cienką warstwą gleby współczesnej występuje, do głębokości 0,85 - 1.7 m (miejscami do 2 m), warstwa typowej, piaszczystej gleby bielicowej, jasnej, szarawej, z poziomem iluwialnym brunatnoczerwonawego podglebia w spągu miąższości do 2 m, którym jest glina morenowa odwapniona i zabarwiona wtórnie związkami żelaza, najintensywniej w partii stropowej. Należy podnieść, że E. L. Niezabitowski (7), w swoim opisie stratygrafii interglacjału Szeląga, wyżej wymienione poziomy wyróżnił, poczynając od góry, jako (p. fig. 5): 1) „humus 16 cm grub.", 2) „morena zwietrzała 83 cm grub.", 3) „margle ciemne moreny dennej 1.20 m grub." i 4) „margle jasne moreny dennej z narzutniakami 2.30 m grub.". Wobec wzmianki w zacytowanej tu charakterystyce tego ostatniego poziomu (niezwietrzałej gliny morenowej) o „narzutniakach", z której by można wnosić, że utwór oznaczony przez Niezabitowskiego jako „morena zwietrzała" — odpowiadający w podanym przeze mnie powyżej opisie profilu glebie bielicowej — „narzutniaków" nie zawierał, uważam za niezbędne stwierdzić, że znajdowały się one, tzn. żwir i głaziki, podobnie jak w typowej glinie morenowej, w rozproszeniu (sporadycznie i na różnych głębokościach).

Na zboczach wzniesienia kulminacyjnego ┌ 90 m, podciętego przez wykop żwirowni, tzn. w kierunkach południowym i północnym, miąższość warstwy bielicowej maleje do 50 - 60 cm, a na zboczu pradoliny Warty (z szurfami I i II) brak jej zupełnie. Prawdopodobnie została ona tu zdenudowana. Glinę morenową pokrywa tu bezpośrednio gleba współczesna (tabl. I-*gl*).

3° *Utwór jeziorowy* miąższości 1,4 - 1,8 m, wapnisty, składający się z ławic piasków mułkowatych i mułków, ścięty przez pokrywającą go transgresywnie morenę denną (tabl. I, w-wy 6 i 7). Leży niezgodnie na serii piasków fluwialnych, z którymi zdecydowanie kontrastuje (pl. III-1,2).

W poziomie stropowym ławica czystego drobnoziarnistego (poniżej 0,1 — 20,23%, 0,1 - 0,2 — 70%) piasku cienkosłoistego, barwy jasnej, sepiowej. Niżej — ławica składająca się z warstewek kryptosłoistego mułku piaszczystego, szarawo-sepiowego, z warstewkami piasku różnoziarnistego gliniastego (do 0,1 — 18,8%, 0,1 - 0,2 — 61,65%), zawierającymi

drobny żwir kwarcowy, ułamki skał krystalicznych oraz grudki i miniaturowe toczeńce gliny morenowej dolnej. W poziomie środkowym ławica warstewek piasku mułkowatego, cienkosłoistego, barwy szarawo-sepiowe oraz warstewek zwięzłego mułku kryptosłoistego, barwy lessu (frakcje do 0,1 — 32,43%, 0,1 - 0,2 — 64,87%). Podścieła je ławica piasku identycznego z występującym w poziomie stropowym. W spągu ławica zwięzłego mułku brunatnawego o odcieniu żółtawym, kryptosłoistego i o uwarstwieniu smugowo-mikrosoczewkowatym, podobnym do uwarstwienia osadu deluwialnego.

Skład mechaniczny powyżej scharakteryzowanych utworów jest w zakresie frakcji dominujących identyczny. Są to frakcje 0,01 - 0,1 i 0,1 - 0,2 mm. Stanowią one od 80,45% do 97,30% całości składu mechanicznego tych utworów. Frakcja poniżej 0,1 składa się niemal wyłącznie z ostrokanciastych ziarn kwarcu szklistego, z domieszką skaleni. Występują w niej licznie ziarna glaukonitu, a ponadto w warstewkach piasku mułkowatego ławicy środkowego poziomu — pył węglowy.

We frakcjach 0,1 do 0,3 przeważają ziarna ostrokanciaste kwarcu szklistego. Nieznaczną domieszkę stanowią ziarna obtoczone nieregularnie oraz kuliste i jajowate o powierzchni matowej. We frakcjach 0,3 - 0,6 ziarna obtoczone, ze znaczną domieszką kulistych i jajowatych, stanowią składnik dominujący. W warstewkach piasku różnoziarnistego górnej ławicy, poczynając od frakcji 0,5, występują okruchy kanciaste i obtoczone skał krystalicznych. We frakcjach 0,2 - 0,5 występują, prócz ziarn glaukonitu i skaleni, blaszki biotytu i muskowitu, a poza tym — ułamki spikul gąbek, okruchy marglu jeziorowego, ułamki drobnych skorupek mięczaków plejstoceńskich, miniaturowe płaskie otoczaki utworów o wyglądzie gytii i łupku torfowego oraz okruchy zwęglonego drewna, nieregularne i obtoczone.

Ławice utworu jeziorowego, w partii kontaktującej z aluwiami wysokiego tarasu pra-Warty, przechodzą w utwór o wyglądzie marglu jeziorowego (tabl. I, w-wa 6 *m*; pl. IV-1, w-wa 6 *m*). Stopień cementacji tego utworu dość znaczny; przy dotyku pyli słabo, miejscami silnie, jest cienkosłoisty, silnie porowaty.

Podstawową masę marglu stanowi pelit wapienny (97,05%), z nieznaczną domieszką drobnoziarnistego piasku kwarcowego (frakcje dominujące w domieszce ok. 0,1 i 0,1 - 0,3 mm) — 2,95%. Przeważają ziarna kwarcu szklistego, dobrze obtoczone, w tym wiele jest kulistych; liczne ziarna skaleni i glaukonitu, bardzo nieliczne ułamki blaszek biotytu. Zwraca uwagę zupełny brak okruchów drewna zwęglonego oraz ułamków skorup mięczaków, które w ławicach piaszczystych i mułkowych dość licznie występują. Próbki marglu, zbadane pod względem palinologicznym przez mgra K. Bitnera, pyłków roślinnych nie zawierały. Nie zawierały ich rów-

nież piaski i mułki opisywanej serii jeziorowej. Prof. dr. W. Pożaryskiemu zawdzięczam potwierdzenie skonstatowanego przeze mnie faktu braku okrzemek w marglu, który wobec tego uznać należy za utwór kryptogeniczny. Porowatość oraz gęsta sieć kanalików po korzeniach, o powikłanym przebiegu, z rozwidleniami, o róznej, na ogół dużej średnicy (do 1 mm), występujących często w postaci nieregularnych rurek o ściankach wapiennych i z kalcytu przezroczystego — to fakty, które wskazywałyby na udział roślinności błotnej w powstawaniu tego marglu.

4° *Piaski serii sedymentacyjnej fluwialnej* (tabl. I, w-wa 5), podścielającej utwór jeziorowy piaszczysto-mułkowy (tabl. I, w-wa 6) oraz aluwia wysokiego tarasu akumulacyjnego pra-Warty z „brukiem" z rozmytej górnej moreny dennej w spągu (tabl. I, w-wa 8; pl. III i IV, w-wy 5, 6, 8, *br*). Powierzchnia serii erozyjna — nierównomiernie ścięta. W poziomie stropowym piaski drobnoziarniste, czyste; poniżej „bruku" — jasne, brunatnawe, z ciemnymi smugami zwięzłego piasku orsztynowego, bezwapienne; poniżej spągu utworu jeziorowego piaszczysto-mułkowego czyste, jasne, o słabym odcieniu sepiowym, wapniste, z frakcjami dominującymi 0,1 - 0,2 (70,70%) i 0,2 - 0,3 (28,16%), łącznie 98,86%. Skład mechaniczny piasków tej serii, poniżej „bruku", jest nieco odmienny: frakcjami dominującymi są 0,1 - 0,2 (68,56%) i 0,3 - 0,4 (17,53%), łącznie 86,09% (0,2 - 0,3 tylko 2,5%).

Uwarstwienie serii, górą poziome, ku dołowi przechodzi w warstwy silnie pochylone ku NEE; w związku z tym zmienia się również skład mechaniczny: piaski drobnoziarniste przechodzą stopniowo w różnoziarniste i gruboziarniste z domieszką żwiru. W spodzie szurfu II (tabl. I, w-wa 5a), na głębokości 5,5 m od powierzchni terenu, zwarta ławica piaszczysto-żwirowa, ciemna, szara, zawierająca liczne głaziki różnej wielkości, sporadycznie występujące głazy wielkości „brukowców" oraz toczeńce dolnej gliny morenowej. Z poziomu tego, z szurfu, pochodzą cztery okazy drobnych toczeńców (pl. IV-2, nr 1-4): jeden kulisty (nr 3), dwa krążkowe (nr 1 i 2) i część elipsoidalnego (nr 4). Jeden z toczeńców krążkowych (nr 1) jest oblepiony żwirem, który go deformuje. Uszkodzenia toczeńców elipsoidalnego (nr 4) i kulistego (nr 3) są stare, sądząc ze stanu zachowania powierzchni uszkodzonych. Mają one charakter powierzchni pochodzących z rozbicia tych okazów w ich złożu obecnym, które jest złożem wtórnym. Dowodem wtórności złoża tych toczeńców jest brak patyny żelazistej, którą pokryte zostały w złożu pierwotnym; produktem przemycia tego złoża jest odsłonięta w szurfie II ławica żwirowo-głazikowa z toczeńcami. Wynika to również z obecności na powierzchni uszkodzonej partii toczeńca elipsoidalnego (nr 4m) oraz na dwóch toczeńcach z szurfu III ułamków skorup ślimaków, wtłoczonych — podobnie jak ziarna piasku grubego

i żwiru — w pierwotnie miękką powierzchnię tych toczeńców (pl. IV-2 nr 10m). Toczeńce z szurfu II mają 38, 41 i 43 mm średnicy.

Dominującym składnikiem piasku poziomu stropowego opisywane serii fluwialnej jest kwarc, przeważnie szklisty, z domieszką nieznaczn ziarn skaleni i blaszek muskowitu, z licznymi natomiast ziarnami glauko-nitu, którego występowanie jest ograniczone do frakcji od ok. 0,1 do 0, mm. We frakcjach grubszych, poczynając od 0,2 - 0,3, występują, począt-kowo nieliczne, kanciaste i obtoczone okruchy skał krystalicznych. W frakcjach grubości do 0,3 przeważają ziarna ostrokanciaste; ziarna obto-czone — początkowo z przewagą nieregularnych, a tylko z nieznaczną do-mieszką dobrze obtoczonych, kulistych i jajowatych o powierzchniach ma-towych — charakteryzują frakcje 0,1 - 0,3. We frakcjach grubszych sto-sunek ten zmienia się na korzyść ziarn dobrze obtoczonych.

Charakterystyka ta obejmuje cechy wspólne piasków poziomu stro-powego serii fluwialnej, podścielających w części zachodniej profilu utwó jeziorowy piaszczysto-mułkowy, a w części wschodniej — aluwia wyso-kiego tarasu pra-Warty. Próbki tych piasków wykazały jednak różnic w składzie domieszek ubocznych. Próbka piasku podścielającego utwó jeziorowy zawierała jedynie dwa ułamki spikul gąbek, parę drobnych ułamków skorupek mięczaków plejstoceńskich oraz liczne okruchy utwo-ru mułowego barwy ochry, próbka zaś piasku podścielającego aluwia pra-Warty zawierała okruchy białego wapienia (prawdopodobnie kredy), mar-glu jeziorowego z ziarnami piasku różnej grubości i glaukonitu, piaskow-ca szarego, miniaturowe płaskie otoczaki utworu o wyglądzie gytii i łup-ku torfowego oraz dwa okruchy obtoczone zwęglonego drewna.

Szurf III

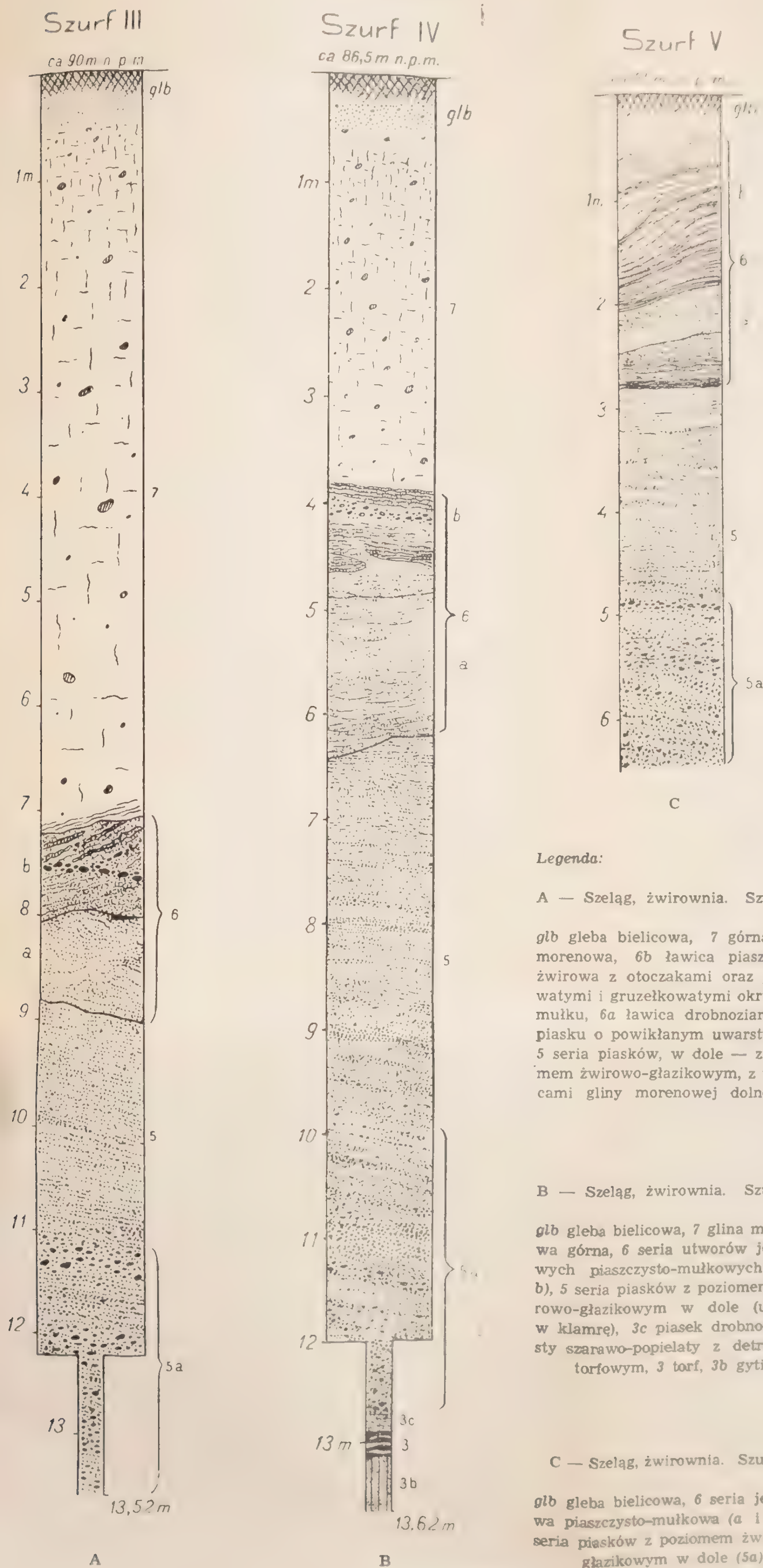
Poczynając od góry, w szurfie tym zostały odsłonięte utwory nastę-pujące (tabl. II-A):

1° *Gleba piaszczysta bielicowa* (tabl. II-A, *glb*), wyklinowująca się w kierunku północnym, w niewielkiej odległości od szurfu; miąższość 50 cm.

2° *Górna glina morenowa* (tabl. II-A, w-wa 7), miąższości 6,5 - 6,7 m, z poziomem podglebia w partii stropowej do głębokości 50 cm, bar-wy (w stanie świeżym) górą ciemnej, brunatnawo-czerwonawej, niżej jaś-niejszej, brunatnawej. Przedstawia ona typową glinę moreny dennej; jest wapnista. Uboga w gruby materiał eratyczny, w poziomie spągowym za-wiera interkalacje ilaste i mułkowe oraz wkładki czystego, różnoziarni-stego piasku. Elementami dominującymi w jej składzie mechanicznym są: pelit poniżej 0,1 mm — 48,89% (w tym poniżej 0,01 — 29,63%), piasek frakcji 0,1 - 0,3 — 38,53%, łącznie obie grupy frakcji — 87,42%. Glina

Stratygrafia utworów środkowej (szurf III) i południowej części żwirowni (szurf IV, V)

Skala 1:50



A B C

Legenda:

A — Szeląg, żwirownia. Szurf III

glb gleba bielicowa, *7* górna glina morenowa, *6b* ławica piaszczysto-żwirowa z otoczakami oraz płytkowatymi i gruzełkowatymi okruchami mułku, *6a* ławica drobnoziarnistego piasku o powikłanym uwarstwieniu, *5* seria piasków, w dole — z poziomem żwirowo-głazikowym, z toczeńcami gliny morenowej dolnej *(5a)*

B — Szeląg, żwirownia. Szurf IV

glb gleba bielicowa, *7* glina morenowa górna, *6* seria utworów jeziorowych piaszczysto-mułkowych *(a* i *b)*, *5* seria piasków z poziomem żwirowo-głazikowym w dole (ujętym w klamrę), *3c* piasek drobnoziarnisty szarawo-popielaty z detritusem torfowym, *3* torf, *3b* gytia

C — Szeląg, żwirownia. Szurf V

glb gleba bielicowa, *6* seria jeziorowa piaszczysto-mułkowa *(a* i *b)*, *5* seria piasków z poziomem żwirowo-głazikowym w dole *(5a)*

pokrywa transgresywnie piaski podścielające, ścinając je ukośnie, zgodnie z ich upadem ku S.

3° *Ławica czystego, jasnego, szarawo-żółtawego, wapnistego piasku* różnoziarnistego, ze żwirem i drobnymi głazikami, o nieregularnym, drobnosoczewkowatym, ukośnym — ku S — uwarstwieniu (tabl. II-A, w-wa 6*b*). Składa się z następujących frakcji piasku: poniżej 0,1 mm — 3,39%, drobnoziarnistych (0,1 - 0,3 mm) 25,99%, średnioziarnistych (0,3 - 0,5 mm) 33,89%, gruboziarnistych (0,5 - 1,0 mm) 10,17%. Domieszka żwiru stanowi 26,55%, w tym żwiru drobnego (1,0 - 2,0 mm) 3,96%, średniego (2,0 - 7,0) 10,73% i grubego (7,0 - 14,0) 11,86%. Poza tym nieliczne drobne głaziki do 28 mm długości.

Dominującym elementem składowym ławicy są różnej wielkości i różnych kształtów okruchy utworu mułkowego, występujące zwarcie w postaci interkalacji w warstewkach piaszczysto-żwirowych. Są to duże, do 15 cm długości i do 3 cm grubości, płytkowate oraz grube i drobne (do 3 mm) gruzełkowate okruchy, myte i modelowane w różnym stopniu przez wodę bieżącą, oblepione piaskiem, z rzadka i żwirem, przeważnie kształtów nieregularnych, o wyglądzie grubego i drobnego żwiru oraz małych głazików. Wśród drobnych okruchów występują wrzecionowate toczeńce i miniaturowe płaskie, wydłużone otoczaki (pl. IV-2, nr 6 i 7).

Wśród okruchów płytkowatych średnich wymiarów (4-6 cm długości) przeważają formy pochodne elipsoidalnych, o przekroju soczewkowatym. Wzięty z próbką utworu okaz płytkowatego okrucha (pl. IV-2, nr 5), długości 12 cm jest kształtu nieregularnie elipsoidalnego, o powierzchni z jednej strony stosunkowo równej, z lekka wypukłej, z drugiej strony bogato urzeźbionej, z wyraźnymi śladami żłobienia erozyjnego. Powierzchnię tego okazu oraz innych, z wyjątkiem drobnych okruchów, pokrywał zwarty nalot żelazisty barwy ciemnej brunatnawej, który został częściowo zmyty podczas akumulacji ławicy piaszczysto-żwirowej, zawierającej te okruchy.

Okruchy te pochodzą z utworu identycznego z utworem mułkowym serii jeziorowej, podścielającej górną glinę morenową w zachodniej części północnego odcinka ściany wykopu żwirowni (tabl. I, w-wa 6). Utwór mułkowy okruchów jest bardzo zwięzły, wapnisty, barwy lessu. Składa się niemal wyłącznie z pelitu kwarcowego szklistego, grubości poniżej 0,1 mm, z przewagą frakcji poniżej 0,01. Zawiera bardzo nieznaczną domieszkę ziarn skaleni, jedynie we frakcji ok. 0,1. Charakteryzuje go pozioma kryptosłoistość, właściwa osadowi zawiesiny opadającej na dno w warunkach zupełnego spokoju zbiornika wody i poza zasięgiem wpływu jego strefy brzeżnej. Tej teksturze utworu mułkowego, a w następstwie — jego skłonności do łupliwości poziomej, np. w warunkach wietrzenia mechanicznego, jak to było prawdopodobnie w tym przypadku, okruchy

opisywane zawdzięczają swoją płytkowatość. O słoistości tego utwor świadczy również schodkowatość powierzchni odbitych partii na stroni płaskiej wyżej wspomnianego dużego (długości 12 cm) okazu płytkowate go, nieregularnie elipsoidalnego okrucha oraz widoczna w nadciętej pa tii jego boku obecność cieniutkich smużek szarawo-popielatawych, praw dopodobnie pyłu węglowego.

Piasek ławicy przeważnie kwarcowy, domieszka skaleni we frak cjach poniżej 0,5 mm na ogół nieznaczna; powyżej tej frakcji występuj okruchy skał krystalicznych. Poniżej frakcji 0,2 - 0,3 przeważają ziarn ostrokanciaste kwarcu szklistego, z nieznaczną domieszką ziarn w róż nym stopniu obtoczonych, matowych i lśniących. We frakcjach poniże 0,1 i do 0,4 dość liczne ziarna glaukonitu. Z domieszek ubocznych wystę pują ułamki korali i spikul, okruchy wapienia kredowego, białego margl z ziarnami piasku i glaukonitu, poza tym — obtoczone okruchy zwęglo nego drewna oraz utworu torfowego barwy czarniawo-brunatnej. Żwi i głaziki przeważnie skał krystalicznych, parę okazów wapienia paleo zoicznego. Stan zachowania żwiru i głazików świeży, bez śladów dłuższe go transportu wodnego. Na dwóch głazikach resztki gliny morenowej sza rej o odcieniu sepiowym.

Miąższość odsłoniętej w szurfie ławicy piaszczysto-żwirowej z okru chami utworu mułkowego, prawdopodobnie wskutek częściowego ścięci jej przez pokrywającą ją transgresywnie glinę morenową, wynosi od 3 do 50 cm. W jej spągu występuje zwarty poziom żwiru i głazików, któr jest poziomem granicznym, niezgodnym z ławicą piasków podścielają cych. Jest to ławica środkowa, miąższości 40-50 cm, czystych, jasnych, sza rawych, nieregularnych, ukośnie drobnosoczewkowato warstwowanyc piasków wapnistych z cienkimi rdzawymi smużkami. Składnikiem dom nującym jest tu piasek drobnoziarnisty, mianowicie frakcje: 0,1 : 0, (42.11%) i 0,2 - 0,3 (36,21%). Łącznie z domieszką piasku średnioziarniste go — 0,3 - 0,4 (10,75%) stanowią one 89,07% składu mechanicznego pia sku tej ławicy. Udział frakcji poniżej 0,1 mm jest minimalny i wyno zaledwie 0,42%.

We wszystkich frakcjach zdecydowanie przeważa piasek kwarcow szklisty, nieznaczną domieszkę stanowią ziarna skaleni i blaszki musko witu, natomiast liczne są ziarna glaukonitu. W piasku drobnoziarnisty przeważają ziarna ostrokanciaste, a poczynając od frakcji 0,2 — ziarn obtoczone, nieregularne i kuliste, przeważnie matowe. Z domieszek uboc nych wymienić należy liczne ułamki drobnych skorup mięczaków ora we wszystkich frakcjach, odpowiadające im grubością okruchy zwęglo nego drewna, w tym liczne dobrze obtoczone. Poczynając od frakc 0,4 - 0,5 występują bardzo liczne okruchy oraz miniaturowe, płaskie, po

krążkowe otoczaki marglu, oblepione piaskiem. Te ostatnie o wymiarach powyżej 1 mm stanowią ok. 5% całości składu piasków tej ławicy.

Pokrywa ona niezgodnie dolną ławicę piasku o podobnym składzie granulometrycznym. Piasek wapnisty, czysty, jasny, szarawy o odcieniu żółtawym. Udział frakcji drobnoziarnistych jest większy, wynosi bowiem 87,46%, łącznie zaś z piaskiem średnioziarnistym (0,3 - 0,4 — 6,08%) — 93,54%, wobec 89,07% tych samych frakcji ławicy poprzedniej.

Ławicę tę charakteryzuje niewyraźne uwarstwienie: drobne, o zmiennym kierunku i, sądząc z układu cienkich smużek rdzawych, jakby zaburzone wskutek przesunięć i gniecenia. Piasek wapnisty, głównie kwarcowy, szklisty, większy udział ziarn słabo obtoczonych, lśniących; ziarna kuliste i jajowate przeważnie matowe. Liczne skalenie i ziarna glaukonitu, nieliczne blaszki muskowitu. Frakcja pelitowa (0,38%) zawiera znaczną domieszkę pyłu rdzawego. Podobnie jak w piaskach ławicy poprzedniej, liczne okruchy i (we frakcjach powyżej 0,5 mm) miniaturowe płaskie otoczaki podkrążkowe marglu, oblepione piaskiem. Poza tym nieliczne ułamki spikul, liczne ułamki drobnych skorup mięczaków plejstoceńskich oraz drewna zwęglonego, przeważnie w postaci otoczaków. Miąższość odsłoniętej w szurfie części ławicy od 0,75 do 1 m. Ławica ta pokrywa wyraźnie niezgodnie piaski serii sedymentacyjnej rzecznej (w-wa 5), której powierzchnia erozyjna opada pod kątem dość ostrym ku N.

Piaski tej serii tworzą z piaskami ławicy nadległej wyraźny kontrast. W poziomie stropowym są one średnioziarniste (70,52%), ze znaczną domieszką piasku gruboziarnistego (25,64%), łącznie z którym stanowią 96,16% całego składu — bez drobnego żwiru (frakcje 1,0 - 4,0), którego domieszka stanowi 3,23%. Poziomo warstwowane, są one czyste, jasne, szare, wapniste. Dominują ziarna kwarcu szklistego, we frakcji 0,1 - 0,2 ostrokanciaste (ok. 60%), z nieznaczną tylko domieszką ziarn w różnym stopniu obtoczonych, lśniących i matowych. Poczynając od frakcji 0,2 - 0,3 ziarna obtoczone przeważają, wzrasta udział ziarn kulistych i jajowatych matowych. Liczne są tu ziarna skaleni i glaukonitu, nieznaczna domieszka blaszek muskowitu, a poczynając od frakcji 0,4 — okruchy kanciaste skał krystalicznych. Poza tym, próbka piasku pobrana z szurfu, z głębokości 9 m, na której podstawie podaję tę charakterystykę sumaryczną poziomu stropowego serii sedymentacyjnej rzecznej, pokrywającej interglacjał torfowo-gytiowy Szeląga, zawierała: okruchy i miniaturowe otoczaki białego i żółtawego wapienia oraz piaskowca i zlepieńca o lepiszczu wapiennym, z dobrze obtoczonymi ziarnami, lśniącymi i matowymi, kwarcu szklistego i glaukonitu, dwa typowe otoczaki (w tym jeden kształtu elipsoidalnego) drobnych ułamków skorup małża kredowego *(Inoceramus?)*, typowe miniaturowe otoczaki i okruchy utworu o wyglądzie zwietrzałego wapienia barwy ochry i otoczaki podkrążkowe, płaskie, marglu jeziorowego, liczne

ułamki skorup mięczaków plejstoceńskich oraz ułamki kształtu listewek żelaziste, rdzawe, o teksturze włóknistej, przypominające słoje drewna.

Poniżej tego poziomu piaski różnoziarniste z domieszką żwiru o przekątnym uławiceniu, wapniste, jasne, szarawe; dołem — poczynając od 11 m — grubo uławicone, żwirowe, z głazikami, jasne, żółtawo-rdzawe. Poziom 12 - 12,10 m to poziom licznego występowania dużych, walcowatych i kulistych toczeńców dolnej gliny morenowej (pl. IV-2, nr 8 i 9). Z części tego poziomu objętej szurfem pochodzą 3 walcowate toczeńce i kulisty toczeniec o wymiarach: toczeńce walcowate — od 6 do 9 cm długości i od 6,5 do 8,5 cm średnicy, kulisty — 5,3 cm średnicy. W poziomie tym występują bardzo licznie również drobne obtoczone okruchy gliny morenowej — „żwir toczeńcowy". Próbka piasku żwirowego, pobrana z tego poziomu, zawierała 3 drobne toczeńce, z których jeden był kulisty o średnicy 1,8 cm, i dwa podkrążkowe płaskie, o średnicach 1,2 i 1,6 cm; poza tym 16 obtoczonych okruchów gliny morenowej, „żwiru toczeńcowego", o grubości od 2 do 7 mm.

Z poziomu nieco wyższego — 11,7 m, pochodzą: 3 toczeńce — duży wrzecionowaty, długości 15 cm i 5,8 cm średnicy, i 2 walcowate, z których jeden długości 3,4 - 4,3 cm i 8 cm średnicy (pl. IV-2, nr 10 i 11), drugi (rozbity) długości ok. 7 cm i o średnicy ok. 8,5 cm.

Poziomy występowania toczeńców w tym szurfie i w szurfie II nie reprezentują ich złoża pierwotnego, lecz wtórne. Wskazują na to takie fakty, jak: zmycie z większej części powierzchni toczeńców zewnętrznej czarnej powłoki żelazistej i odsłonięcie patyny brunatno-rdzawej, której intensywność — wskutek mycia — jest niejednakowa, a zwłaszcza na krawędziach toczeńców walcowatych miejscami jest zupełnie zmyta; następnie występowanie wśród ziarn piasku gruboziarnistego i żwiru, oblepiających powierzchnię toczeńców, grudek marglu jeziorowego oraz — na dwóch toczeńcach walcowatych, pochodzących z tego szurfu i z poziomu opisywanego — drobnych ułamków muszli mięczaków plejstoceńskich, identycznych z ułamkami muszli występujących i w nadległej serii jeziorowej piaszczysto-mułkowej.

Stan zachowania powierzchni wrzecionowatego i obu walcowatych toczeńców z poziomu 11,7 m wybitnie się różni od stanu zachowania powierzchni toczeńców pochodzących z poziomu 12 - 12,10 m. Są one całkowicie pozbawione brunatno-rdzawej patyny żelazistej, zachowały się jedynie jej drobne partie z resztkami nalotu czarnego. Piasek, którym były oblepione, jest zmyty; pozostały jedynie głębiej tkwiące ziarna grube i żwir. Ponadto oba końce i jedna strona toczeńca wrzecionowatego — dla uproszczenia nazwę ją stroną górną — noszą wyraźne ślady intensywnego modelującego mycia; końce są tępo ścięte i zaokrąglone, a powierzchnia strony górnej zerodowana i przedstawia mytą powierzchnię

gliny morenowej, z nielicznymi tkwiącymi w niej ziarnami żwiru, z wyżłobioną, nieregularną, podłużną wnęką w powierzchni połowy strony górnej tego toczeńca. Stan zachowania powierzchni toczeńców walcowatych podobny. Ścięcie i zaokrąglenie krawędzi jednego z nich upodobniło go — przy jego nieznacznej długości — do grubego otoczaka krążkowego. Na mytej powierzchni jego krawędzi zachował się drobny ułamek muszli mięczaka plejstoceńskiego (pl. IV-2, nr 10m).

Fakty te zgodnie wskazują, że toczeńce w tym poziomie nie powstały, że pobrane z innego, rozmytego złoża w poziomie tym występują jako otoczaki. Skonstatowanie tego faktu nie może być nie wzięte pod uwagę przy ustalaniu stratygrafii i wieku utworów występujących poniżej górnej gliny morenowej. Dotyczy to również faktu występowania w poziomie toczeńców głazików korodowanych i graniaków, których złoże pierwotne jest związane z „brukiem" z rozmytej gliny morenowej dolnej.

Porównanie składu mechanicznego gliny morenowej toczeńców z gliną morenową górną ujawnia duże różnice. Ilustruje to podane poniżej zestawienie. Większy udział w glinie toczeńców materiału pelitowego i mniejszy frakcji piasku powyżej 0.3 mm nadaje jej charakter utworu ilastego i większą zwięzłość, niż gliny morenowej górnej.

Tabela 1

Skład mechaniczny gliny toczeńców i gliny morenowej górnej

Frakcje mm	Glina toczeńców %	Glina morenowa górna %
poniżej 0.1	70,39	48,89
0.1 - 0,3	22,21	38,53
0.3 - 0,5	4,44	5,18
0.5 - 1,0	2,96	7.40

Piaski poziomu toczeńców charakteryzuje znaczny udział drobnego i średniej grubości żwiru (od 1 do 10 mm), dochodzący do 11,81%. Podstawowym jednak składnikiem jest tu piasek, w którym dominują frakcje średnioziarniste (0,3 - 0,5 — 54,42%); łącznie z frakcjami gruboziarnistymi (0,5 - 1,0 — 16,02%) stanowią one 70,44% piasku tego poziomu. Domieszka frakcji drobnoziarnistych (0,1 - 0,3) wynosi 17,33%, poniżej zaś 0,1 — 0,42%.

Poczynając od frakcji 0,1 przewaga ziarn w różnym stopniu obtoczonych; we frakcjach grubszych są one dobrze obtoczone, nieregularne, matowe, z przewagą kwarcu szklistego. Liczne skalenie oraz ziarna glaukonitu. We frakcjach grubszych okruchy obtoczone i grudki wapienia kredowego z ziarnami glaukonitu, niektóre również z ziarnami piasku kwar-

cowego dobrze obtoczonego; okruchy kanciaste i obtoczone białego pias kowca, niektóre z ziarnami glaukonitu. Liczne, dobrze obtoczone okruchy wapienia paleozoicznego, poza tym liczne grudki i miniaturowe, podkrążkowe i elipsoidalne otoczaki marglu jeziorowego; jedna z grudek marglu zawierała muszelkę ślimaka *Valvata piscinalis* Müller według określenia dra St. Feliksiaka. Kilka ułamków drewna zwęglonego, liczne ułamki muszli mięczaków plejstoceńskich.

Poniżej piasków żwirowych z toczeńcami występuje w poziomie dna studzienki szurfu (12,20 - 12,35 m) ławica żwirowo-głazikowa, żelazista barwy jaskrawordzawej, wapnista. Sporadycznie występują w niej również większe głazy wielkości „brukowców". Piasek, z przewagą frakcji średnio- i gruboziarnistych (37,97 i 41,27%) oraz żwir z przewagą żwiru średniego i grubego (2 - 10 mm — 45,29% i 10 - 20 mm — 35,30%) stanowią podstawowe składniki ławicy. Gruby materiał eratyczny reprezentują występujące licznie głaziki, przeważnie skał krystalicznych. Ich przeciętne wymiary wahają się od 2,5×3,5 do 5,5×8,5 cm. Stan zachowania powierzchni różny. Znajdują się tu głaziki o powierzchni skorodowanej oraz typowe graniaki. Powierzchnie większości głazików matowe, wtórnie obtoczone sądząc z zachowanych na niektórych okazach śladów pierwotnego eolicznego wypolerowania. Powierzchnię głazików pokrywa, częściowo zmyty, czarny osad żelazisty.

W składzie żwiru wybitną przewagę stanowią ziarna dobrze obtoczone. Powierzchnie ziarn żwiru matowe. Przeważają ziarna i okruchy kanciaste różnych skał krystalicznych i kwarcu; poza tym występują licznie obtoczone okruchy wapienia paleozoicznego, kredowego, piaskowców, zlepieńców różnych (w tym 2 spikul), marglu jeziorowego oraz liczne muszle i ułamki muszli mięczaków plejstoceńskich.

Piasek, występujący w tej ławicy, pod względem petrograficznym, morfologii i stanu zachowania powierzchni ziarn nie różni się od piasku nadległych, opisanych już poziomów tej serii sedymentacyjnej. Tu również zaznacza się zależność progresywności skali procentowej udziału ziarn dobrze obtoczonych, w tym kulistych i jajowatych, od grubości frakcji.

Z ławicy tej pochodzi jeden toczeniec kulisty, o średnicy 4,7 cm. Jest on oblepiony piaskiem i żwirem, powierzchnię pokrywa brunatno-rdzawa patyna. Byłby to zatem jeszcze jeden poziom występowania toczeńców dolnej gliny morenowej. Wskazuje na to również obecność „żwiru toczeńcowego". Pobrana próbka piasku (330 cm^3) zawierała 58 obtoczonych okruchów gliny morenowej, o średnicy czy też długości od 3 do 13 mm. Wśród nich znajdują się miniaturowe toczeńce kuliste i podkrążkowe płaskie oraz 2 wrzecionowate. Powierzchnie „żwiru toczeńcowego" nie są pokryte żelazistą brunatno-rdzawą patyną; oblepia je piasek i żwir

drobny, wśród których, na jednym okazie, znajduje się drobny ułamek muszli, a na kilku innych — resztki grudek marglu jeziorowego.

W zakończeniu badań stratygraficznych w szurfie III wykonane zostało wiercenie świdrem ręcznym na dnie studzienki szurfu, doprowadzone do głębokości 1,32 m od dna studzienki — 13,52 m od powierzchni terenu. Ujawniło ono piaski żwirowe, żółtawo-rdzawe, słabo zawodnione, nie dochodząc do ich spągu.

Szurf IV

Szurf IV (pl. I, 2 i II, 2; tabl. II, B). W szurfie tym, poczynając od góry, występowały utwory następujące:

1° *Gleba bielicowa piaszczysta* (tabl. II-B, *glb)*, miąższości 60 cm.

2° *Górna glina morenowa* jak w szurfie III (tabl. II-A, w-wa 7), miąższości 3,75 - 3,85 m, z poziomem podglebia odwapnionym u góry, grubości 1,95 m. W pobliżu tego szurfu oraz w kilku miejscach środkowej części ściany wykopu występowały w stropowej partii gliny morenowej głębokie kliny mrozowe, wypełnione piaskiem gliniastym ze żwirem i głazikami.

3° *Seria jeziorowa* (tabl. II-B, w-wa 6), składająca się, poczynając od góry, z osadu mułkowego miąższości 85 cm, z ławicą interkalacyjną piaszczysto-żwirową grubości 10—15 cm w partii stropowej, oraz — w spągu mułków — z drobnoziarnistych piasków miąższości 1,75 m. Mułki stropowe piaszczyste, o drobnym, powikłanym, jakby zaburzonym uwarstwieniu, barwy szarawo-sepiowej, wapniste, ścięte przez pokrywającą je morenę denną. Mułki poniżej ławicy piaszczysto-żwirowej, górą piaszczyste, sepiowe, przechodzą ku dołowi w ilaste, barwy brunatnej. Są one kryptosłoiste, z jaśniejszymi smugami piasku mułkowatego o powikłanym przebiegu, dającym obraz jakby poprzesuwanych płatów osadu. W poziomie stropowym piasków podścielających ławica grubości 25 cm czystego białego, drobnoziarnistego piasku, poziomo cienkosłoistego; niżej piaski soczewkowato w rybią łuskę warstwowane. Dominują frakcje drobnoziarniste: 76,56% (0,1 - 0,2 — 75,61% i 0,2 - 0,3 — 0,95%), które łącznie z pelitem (poniżej 0,1) stanowią 99,52% całego składu. Resztę (0,48%) stanowi znikoma domieszka piasku średnioziarnistego, wyłącznie frakcja 0,3 - 0,4 mm.

We frakcjach poniżej 0,1 i do 0,2 — niemal wyłącznie ziarna kwarcu szklistego, z przewagą ostrokanciastych; w pozostałych (0,2 - 0,4) ziarna dobrze obtoczone stają się elementem dominującym — dochodzą do 85% całego składu. Liczne ziarna kuliste i jajowate, matowe; duży udział ziarn dobrze obtoczonych lśniących. Frakcja poniżej 0,1 zawiera znaczną domieszkę glaukonitu, w obu następnych frakcjach jest ich znacznie mniej.

W ostatniej frakcji liczne skalenie; poza tym występują kanciaste okruchy granitu i blaszki muskowitu. Próbka tych piasków, pobrana z głębokości 5,6 m, zawierała kilka drobnych ułamków muszli ślimaków wodnych.

Niemal połowę, bo 46,55% składu ławicy piaszczysto-żwirowej stropowego poziomu mułków stanowią żwir (grubości do 10 mm) i głaziki (do 25×30 mm) różnych skał krystalicznych, kwarcu, wapieni paleozoicznych i kredowych. Pochodzą z pobliskiego złoża, zachowały stare, skorodowane powierzchnie, niezmatowiałe wskutek transportu.

Piasek stanowi 53,43% całego składu ławicy piaszczysto-żwirowej. Udział poszczególnych frakcji jest następujący: drobnoziarnistych (0,1-0,3) 18,36%, średnioziarnistych (0,3 - 0,5) 10,82% i gruboziarnistych (0,5 - 1,0) 20,33%. Dość znaczną domieszkę stanowi pelit poniżej 0,1 mm (3,94%). Przeważają ziarna kwarcu szklistego, poczynając od frakcji 0,3 - 04 dobrze obtoczone, matowe, z nieznaczną tylko domieszką ziarn ostrokanciastych. Piasek skaleniowy ma znaczną domieszkę glaukonitu i mniej liczną biotytu i muskowitu. We frakcjach powyżej 0,3 występują okruchy skał krystalicznych, białego piaskowca, zlepieńce o lepiszczu wapiennym białym oraz o wyglądzie zwietrzałego wapienia barwy ochry, zawierające doskonale obtoczone ziarna piasku, niekiedy glaukonitu. Uwarstwienie ławicy niewyraźne, drobne, zawiera wkładki gliniaste o wyglądzie spiaszczonej nierównomiernie gliny morenowej, ze żwirem i drobnymi korodowanymi głazikami, wapniste, barwy szarawo-sepiowej. Pobrana próbka piasku ze żwirem i okruchami wkładek gliniastych zawierała 2 uszkodzone muszelki ślimaków z rodziny Planorbidae, prawdopodobnie *Gyraulus gredleri* Gredler.

4° *Seria sedymentacyjna rzeczna* (tabl. II-B, w-wa 5) miąższości 6,25 m. Czyste, jasnoszarawe, różnoziarniste piaski o zmiennym poziomym i przekątnym różnokierunkowym uwarstwieniu, wapniste; w górnej partii średnioziarniste ze słojami i soczewkami piasku gruboziarnistego z drobnym żwirem i głazikami. Ku dołowi udział frakcji gruboziarnistych oraz żwiru wzrasta i częściej występują głaziki, uwarstwienie zaś opada dość ostro ku N. W poziomie 11,25 frakcje średnio- i gruboziarniste (72,61 i 11,67%), łącznie z domieszką żwiru przeważnie drobnego (1,94%), stanowią 86,22% całego składu. Domieszka frakcji pelitowych wynosi zaledwie 0,17%. Skład petrograficzny i morfologia ziarn piasku tej serii takie same jak w szurfie III. Z domieszek ubocznych wymienić należy występowanie spikul i ułamków innych skamieniałości (paleozoicznych i kredowych), okruchów zlepieńca ziarn piasku o lepiszczu wapiennym, z ułamkami muszli ślimaków plejstoceńskich, które poza tym występują również luźno, oraz zlepieńców o lepiszczu mającym wygląd zwietrzałego wapienia barwy ochry.

W poziomie 12.25 - 12.50 m ławica żwirowo-głazikowa ze sporadycznie występującymi „brukowcami". Głaziki różnej wielkości, przeważnie duże (6×4×3,8 cm — 10×8,5×4,5 cm). Głaziki skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych, przeważnie o doskonale zachowanych powierzchniach starych, skorodowanych i pokrytych eoliczną patyną, świadczą o wtórności ich złoża.

Wśród głazików znajduje się okaz, którego krawędzie boczne pokrywają szczerby, mające wszelkie cechy obróbki intencjonalnej (fig. 7). Jest to płytkowaty, gruby odłupek dużego głazika kwarcytu Dala, który powstał w warunkach transportu materiału skalnego przez lodowiec. Powierzchnia górna i dolna oraz nie pokryte szczerbami partie boków są intensywnie skorodowane, w przeciwieństwie do partii zaszczerbionych, które charakteryzuje jedynie ogładzenie eoliczne. Zaszczerbienie obłupkowe grube, wielokrotne, pionowe i bardzo strome; w partii wierzchołkowej prawego boku duży negatyw odłupka odbitego poziomo, z drobnymi negatywami szczerbienia na krawędzi podstawy tego negatywu. Tylec naturalny, gruby, dobry do uchwytu. Na stronie górnej, głównie wzdłuż lewego boku, ślady pojedynczych uderzeń (na rysunku oznaczone kropkami) w postaci nakłuć powierzchni („piquage" według terminologii francuskiej). Tego rodzaju uszkodzenia powstają na tłukach i na podstawkach-kowadłach, stosowanych w niektórych przemysłach paleolitycznych przy wyrobie narzędzi. Okaz reprezentuje typ zgrzebła podwójnego: o ostrzach wypukłym i obłęcznikowym.

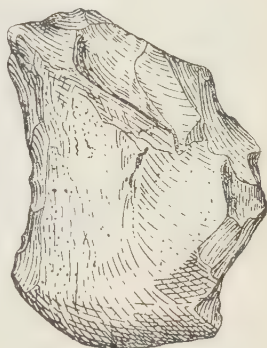


Fig. 7
Odłupek kwarcytu Dala
Płytkowaty, gruby odłupek kwarcytu Dala, zaszczerbiony intencjonalnie na obu krawędziach bocznych, ze śladami uderzeń na stronie górnej (kropki). Ławica żwirowo-głazikowa. Szeląg, szurf. IV. × 2/3

Z dolnej partii tej samej serii sedymentacyjnej piasków rzecznych pochodzą opublikowane w 1898 r. przez G. Maasa *(5)* dwa niewątpliwie intencjonalne wyroby krzemienne — wiór i odłupek (fig. 8). Niestety, przynależności przemysłowej tych okazów nie podobna bliżej określić — prawdopodobnie reprezentują one przemysł wczesno-madleński. Znajdowały się, podobnie jak okaz wyżej wzmiankowany, na złożu wtórnym. Wydaje się, że oba te znaleziska łączy bliższy związek, a nie tylko tożsamość miejsca i warunków stratygraficznych. Przyjmując, że okaz reprodukowany jest wyrobem intencjonalnym, należałoby go oznaczyć jako narzędzie atypowe; obróbkę swoją zawdzięcza ono przystosowaniu do doraźnego użytku naturalnego głazika, którego kształt odpowiadał przezna-

czeniu tego narzędzia. Brak dobrego surowca krzemiennego na miejsc usprawiedliwia dostatecznie użycie głazika kwarcytowego.

5⁰ *Seria utworów interglacjalnych*, które w 1927 r. były przedmi tem badań St. Pawłowskiego *(8)*, E. L. Niezabitowskiego *(7)* oraz W. Sz fera—J. Treli *(11)*.



Fig. 8

Poznań—Szeląg, żwirownia

Rysunki odlewów gipsowych wyrobów krzemiennych, pochodzących z serii piasków podścielających górną morenę denną; nieco zmniejszone

Poziom stropowy serii przedstawia warstwę bezwapiennego piask mułkowatego z detrytusem torfowym, grubości 35 cm, barwy (w stan świeżym) ciemnoszarej (tabl. II-B, w-wa 3c). Poziom ten jest słabo za wodniony; piasek kryptosłoisty z drobnymi soczewkami piasku grub ziarnistego i drobnego żwiru (do 3 mm). Składnikami dominującymi s piasek drobnoziarnisty (0,1 - 0,3) 50,44⁰/₀ i pelit kwarcowy szklisty (pon żej 0,1) 39,88⁰/₀. Piasek średnioziarnisty i gruboziarnisty stanowią ni znaczną domieszkę — 6,45⁰/₀ i 2,93⁰/₀ — całego składu tej warstwy. D mieszka żwiru wynosi zaledwie 0,3⁰/₀.

Piasek niemal wyłącznie kwarcowy, o zdecydowanej przewadz ziarn szklistych, lśniących, ostrokanciastych. Stosunkowo nieliczne ska lenie, liczne ziarna glaukonitu. We frakcjach powyżej 0.2 nieznaczna d mieszka ziarn obtoczonych nieregularnych, kulistych i jajowatych, mato wych. Nieliczne okruchy obtoczone i kanciaste skał krystalicznych ora wapieni paleozoicznych. Dość liczne okruchy drewna zwęglonego.

W przeciwieństwie do obu serii nadległych — jeziorowej i rzeczne a nawet ławicy żwirowo-głazikowej, pokrywającej w tym szurfie ser interglacjalną — warstwa piasku mułkowatego nie zawierała ułamkó muszli ślimaków plejstoceńskich.

Poniżej piasku mułkowatego cienka warstewka (15 cm) czysteg bardzo zwięzłego, ciemnobrunatnego, silnie rozłożonego torfu (tabl. II-B w-wa 3), w którym z rzadka występują drobne ułamki cienkich gałąze

Niżej gytia silnie marglista, barwy ciemnopopielatej, z licznymi ułamkami drobnych muszli (tabl. II-B, w-wa 3b), odwiercona do głębokości 13,62 m od powierzchni terenu. Spągu nie osiągnięto.

Szurf V

Szurf V (pl. II-1,2; tabl. II-C). Szurf ten został wykonany na odcinku południowym żwirowni, w ścianie wykopu wciętego w taras denudacyjny, przedstawiający dno rynnowego obniżenia części wysokiego brzegu pradoliny Warty.

Poczynając od góry w szurfie tym występują utwory następujące:

1⁰ *Gleba piaszczysta bielicowa* (tabl. II-C, w-wa *glb)* ze sporadycznie występującymi głazikami i żwirem, żółtawo-rdzawa, grubości 25 - 30 cm. Przechodzi w podglebie drobnoziarnistego białego piasku z pelitem kwarcowym, grubości 20 - 30 cm.

2⁰ *Seria jeziorowa piaszczysto-mułkowa* (tamże, w-wa 6), miąższości 2.2 - 2,4 m, bezwapienna. Składa się głównie z mułków, które występują w dwóch poziomach: górnym i spągowym. Dzielący je poziom przejściowy przedstawia interkalacyjną ławicę, grubości 40—45 cm, czystych, jasnych piasków drobnoziarnistych, o niewidocznym uwarstwieniu, z wyjątkiem partii stropowej, w której występują drobne, soczewkowate, z lekka łukowato do góry wygięte smużki piasku mułkowatego brunatnawego; wskazujące na uwarstwienie w rybią łuskę. Powierzchnia ławicy wyraźnie ścięta, zapada ostro w kierunku południowym.

Mułki poziomu górnego miąższości 1,5 m. W partii stropowej brunatno-rdzawe, początkowo piaszczyste, przechodzą następnie w typowe, z warstwami barwy popielatej, o odcieniu seledynowym, a ku dołowi tego poziomu — w mułki ilaste ze słojami piasku mułkowatego, u góry brunatno-żółtawe, w dole ciemnobrunatne.

W spodzie mułków poziomu spągowego serii jeziorowej, w poziomie granicznym z serią sedymentacyjną rzeczną, występuje warstwa poziomo kryptosłoista mułku ilastego, ciemnobrunatna z wkładkami gliniastymi, zawierającymi piasek z podścielającej ją serii rzecznej. Od nadległej partii mułków oddziela ją warstewka sypkiego, jasnego piasku tego samego pochodzenia. Powyżej tej warstewki — mułki piaszczyste, barwy jaśniejszej, brunatnawej, z drobnymi łukowatymi smużkami, które wskazują na uwarstwienie w rybią łuskę. Wyżej przechodzą w piaski nadległej ławicy, podścielającej mułki poziomu górnego.

Mułki poziomu górnego charakteryzuje ostry upad w kierunku południowym oraz uwarstwienie właściwe utworom deluwialnym zboczowym: jest ono zmienne, mikrosoczewkowato-cienkosłoiste, o różnej inten-

T a b e l a 2

Skład mechaniczny serii sedymentacyjnej rzecznej szurfu V

Poziom	Frakcje w %													
	poniżej 0,1	0,1-0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4-0,5	0,5-0,6	0,6-0,75	0,75-1,0	1,0-1,2	1,2-1,5	1,5-2,0	2-5	5-10	10,25
Poziom stropowy	0,74	3,0	10,49	63,03	19,58	2,24	0,74	0,18						
1 m od stropu	0,14	5,22	16,89	45,27	18,00	6,43	2,25	2,90	1,70	1,20				
6,25 m od stropu (spód szurfu)	1,12	3,93	6,18	12,93	2,24	3,93	6,18	11.23	4,49	1.28	5,62	12.36	10,12	16.86

sywności zondulowania poszczególnyc słoi, a nawet ich części, któreg kierunek jest zgodny z ogólnym kierun kiem upadu uwarstwienia mułków teg poziomu. Jak to przedstawia profil szur fu, pokrywają one zbocze, prawdopo dobnie garbu piasków podścielającycł a zatem proces akumulacji tych mułków przebiegał w warunkach analogicznyc do tych, w jakich powstają subaeraln utwory deluwialne zboczowe. Mułki po ziomu spągowego, akumulowane n równej powierzchni serii piasków rzecz nych, przedstawiają osad o normalne spokojnej, niezaburzonej strukturze.

3⁰ *Seria sedymentacyjna piaskó rzecznych* (tabl. II-C, w-wa 5). W po ziomie stropowym piaski są bezwapien ne, niżej wapniste. Czyste, jasne, szar u góry drobno- i średnioziarniste, spo kojnie poziomo warstwowane: dołen średnio- i gruboziarniste, z domieszk żwiru i warstewką żwiru na głębokośc 4,90 m, niżej grubouławicone; poczyna jąc od głębokości 5,45 m przechodz w zwarty poziom żwirowo-głazikowy Spąg serii nie został osiągnięty z po wodu zawodnienia; odsłonięcie dopro wadzono do głębokości 6,25 m. W po ziomie żwirowo-głazikowym oraz w pia skach nadległych występowały nieliczn ułamki muszli ślimaków plejstoceń skich.

Pod względem petrograficznym składu granulometrycznego oraz stanu zachowania i morfologii ziarna piaski te są identyczne z piaskami tego samego poziomu stratygraficznego, odsłoniętymi w szurfach poprzednich. Nie opisuję ich przeto ograniczając się do podania ich składu mechanicznego (tabela 2).

Szybik 1

Szybik 1 (fig. 9; pl. II, S1). Szybik ten (1,5 × 1,5 m) został wykonany na dnie wykopu żwirowni, w jego części południowej, w odległości ok. 80 m na E od szurfu V i ok. 30 m od dawnej szosy fortecznej.

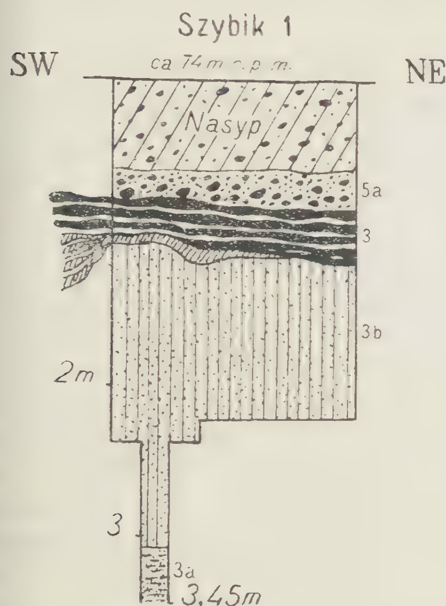


Fig. 9

Szeląg — żwirownia, szybik 1

3a piasek zawodniony, *3b* gytia, *3* torf, *5a* żwir z głazikami i głazami

Na dnie szybiku doprowadzonego do głębokości 2,4 m wykonano wiercenie, które osiągnęło poziom 3,45 m od powierzchni terenu. Na głębokości tej występował piasek silnie zawodniony, którego świder nie pobierał.

Poczynając od góry, poniżej powierzchniowego nasypu żwirowo-gliniastego grubości 55 cm, odsłonięto utwory następujące:

1⁰ Resztka zniszczonego wskutek eksploatacji żwirowni, zwartego, żwirowo-głazikowego utworu z głazami wielkości normalnych „brukowców". Ma wygląd podglebia orsztynowego, jest grubo uławicony, górą ciemnordzawy, na przemian z jaskrawordzawo-żółtymi smugami, dołem jaśniejszy — żółtawo-rdzawy, wapnisty.

Skład mechaniczny podobny do składu ławic żwirowo-głazikowych szurfów II—V. Różni się jednak od nich zdecydowanie jako utwór mający wszelkie cechy utworu macierzystego dla tych ławic. Zawierają bowiem one materiał klastyczny, pobrany głównie — według wszelkiego prawdopodobieństwa — z tego utworu. Brak w nim natomiast domieszek ubocznych, pochodzących z innych utworów, które występują w całej serii sedymentacyjnej rzecznej i pokrywającej ją serii jeziorowej piaszczysto-mułkowej, mianowicie: okruchów i „otoczaków" marglu jeziorowego oraz okruchów kanciastych i obtoczonych drewna zwęglonego. Brak w nim również toczeńców i „żwiru toczeńcowego". Poza tym utwór ten różni się genetyczną jednolitością dominujących cech wtórnych materiału klastycznego, którymi są: dla głazów, głazików i częściowo żwiru — stan zachowania powierzchni, a dla piasku ponadto — morfologia ziarna. Cechy te zgodnie wskazują na długotrwałe działanie czynnika eolicznego w warunkach klimatu międzylodowcowego.

Gruby materiał eratyczny, nie wyłączając żwiru, przeważnie inte sywnie skorodowany, z charakterystyczną patyną eoliczną („pustyniowa — „pustynnyj zagar“ geologów rosyjskich). Wśród głazików, nawet du żych rozmiarów (11 cm długości), znajdują się sporadycznie okazy, któ rych powierzchnie, częściowo lub całkowicie, zostały odnowione — po zbawione korozji, a niektóre przybrały kształt typowych jajowatych i elip soidalnych płaskich otoczaków.

Piasek występujący w tym utworze różni się zdecydowanie od pia sku ławic żwirowo-głazikowych serii rzecznej. W swojej masie, poczyna jąc od frakcji 0,3, jest to piasek pochodzenia wydmowego; składa się nie mal wyłącznie z ziarn matowych, doskonale obtoczonych, kulistych i ja jowatych, z przewagą typowych dlań kulistych. Kwarc przeważnie szkl sty; znaczną domieszkę stanowią ziarna glaukonitu oraz blaszki bio tytu i muskowitu. W piaskach średnio- i gruboziarnistych, a zwłaszcz w żwirze, występują liczne, doskonale obtoczone, kształtu otoczaków, pła kie i bryłowate ziarna białego wapienia, prawdopodobnie kredoweg Z domieszek organicznych znajdują się w różnych frakcjach piasku i drob nego żwiru jedynie szczątki roślinne, całkowicie zorsztynizowane, o wy glądzie ułamków łodyżek. Tego rodzaju szczątki roślinne występują rów nież w piaskach serii rzecznej, niewątpliwie na złożu wtórnym, łączn z grudkami utworu mułkowatego i zlepieńców doskonale obtoczonyc ziarn piasku o lepiszczu mułkowatym barwy żółto-rdzawej.

Brak mi danych dla dokładnego oznaczenia wielkości udziału w ty utworze grubego materiału eratycznego: głazików powyżej 25 mm i gła zów. Oceniając „na oko“, przy przekopywaniu tego utworu w szybik udział ten jest duży. Zestawienie (tabela 3), które poniżej podaję, uwzglę dnia jedynie skład piasku i żwiru do 20 mm grubego. Udział głazikó powyżej 20 mm, sądząc z zawartości próbki tego utworu, jest mniejsz o połowę, niż podany w tym zestawieniu udział żwiru. Materiał grubo klastyczny stanowi zatem co najmniej 75% całego składu tego utworu.

Tabela 3

Poznań-Szeląg, szybik 1. Skład mechaniczny piasków i żwiru z utworu żwirowo-głazikowego, pokrywającego torf interglacjalny

Frakcje mm	Piasek				Żwir		
	poniżej 0,1	0,1 - 0,3	0,3 - 0,5	0,5 - 1,0	1,0 - 2,0	2,0 - 10,0	10,0 - 20,(
%	3.09	3.43	4.32	46,27	25,60	14.51	2,78

Głaziki 21 - 47 mm stanowią 18% składu piasków i żwiru

2⁰ Silnie rozłożony i sprasowany, łupkowaty czysty torf, barw bardzo ciemnej, brunatnej, ze szczątkami roślin, wieczkami ślimaka *B*

thynia tentaculata oraz pokrywami chrząszczy; zapada w kierunku NE i w tym kierunku wzrasta miąższość warstwy torfu (w szybiku — od 25 do 35 cm).

Powierzchniowa partia zwietrzała, w stanie świeżym niemal czarna. Powierzchnia torfu zdenudowana i subaeralnie spękana w sposób właściwy utworom gliniastym i ilastym, których powierzchnia uległa wysuszeniu. Poza tym jest pożłobiona pionowymi i poziomymi (wzdłuż słojów torfu) kanalikami infiltrującej w głąb wody opadowej, wypełnionymi bądź czystym, bądź żelazistym piaskiem. Miejscami występują w stropowej partii torfu drobne, bryłowate gniazda piasku wypełniającego miniaturowe komory wyżłobione przez wodę. Fakty te dowodzą istnienia przerwy czasowej pomiędzy pokładem torfu a pokrywającym go, w tym szybiku bezpośrednio, utworem żwirowo-głazikowym. Prawdopodobnie z wczesną fazą tej przerwy związane jest powstanie warstwy piasku mułkowatego, bezwapiennego, która w szurfie IV pokrywa torf.

3° Częściowo bezpośrednio, częściowo poniżej wyklinowującej się cienkiej warstwy przejściowej torfu o barwie jasnej, brunatnej, występuje utwór gytiowy silnie marglisty, górą ciemnoszary wskutek znacznej domieszki detrytusu roślinnego, dołem, aż do spodu, jaśniejszy, mułkowaty, miąższości 2.05 m. Podściela go silnie zawodniony piasek, którego świder nie pobierał.

W pobliżu szybiku 1 wykonany został, w poziomie nieco wyższym, szybik 2. Prace w tym szybiku ograniczono do odsłonięcia stropowej partii torfu, który jest tego samego typu, jak w szybiku 1. Pokrywał go również gruboławicony utwór żwirowo-głazikowy z „brukowcami".

Na tym prace badawcze stratygraficzne na terenie żwirowni w Szelągu zakończono. Próbki torfu i gytii przekazałem prof. dr. W. Szaferowi. Zostały one zbadane metodą analizy pyłkowej przez dra A. Środonia, który uzyskane wyniki podał w pracy przekazanej do druku Instytutowi Geologicznemu.

INTERPRETACJA STRATYGRAFII PROFILU

W wyniku przeprowadzonych przeze mnie badań stratygraficznych w żwirowni szelągowskiej ujawnione zostały fakty nowe, które w zestawieniu dają zupełnie inny obraz Szeląga, niż ten, jaki mieliśmy na podstawie publikacji dotychczasowych, poświęconych Szelągowi *(1, 7, 8, 11)* lub nawiązujących doń *(2, 4)*. Nie jest to, oczywiście, obraz ostateczny, lecz jedynie częściowa korekta tego, cośmy dotąd niedostatecznie dokładnie wiedzieli o stratygrafii Szeląga. Demonstrowane tu wyniki badań stratygraficznych wymagałyby uzupełnienia wynikami badań petrograficznych, paleobotanicznych (materiałów pobranych przez paleobotanika we-

spół z geologiem z kilku miejsc i różnych utworów), malakologicznyc i geomorfologicznych, a ponadto wymagałyby uzupełnienia wynikami teg rodzaju badań, przeprowadzonych w Winiarach i Głównej, wynikami, któ re zawierają cenne materiały porównawcze i były nawiązywane d Szeląga.

Rezultaty przeprowadzonych przeze mnie badań według mojej oce ny dają dostatecznie poważną podstawę do stwierdzenia, że

1° utwory torfowo-gytiowe Szeląga były pokryte przez glinę mo renową, która uległa rozmyciu i jej pozostałością jest materiał eratycz ny, występujący na wtórnym złożu w spągowym poziomie nadległej, ty powej serii sedymentacyjnej rzecznej;

2° seria ta oraz występująca w jej stropie seria jeziorowa repre zentują górną połowę interglacjału młodszego, niż interglacjał reprezen towany przez torf i gytię, występujące w spodzie. Wynika to z takic faktów jak: a) skorodowanie materiału eratycznego, pochodzącego z roz mytej gliny morenowej pokrywającej torf, oraz b) wtórność złoża toczeń ców i „żwiru toczeńcowego", grudek i „otoczaków" marglu jezioroweg oraz szczątków fauny malakologicznej, występujących w seriach sedymen tacyjnej rzecznej i jeziorowej. Fakty te prowadzą do wniosku, że

3° fauna malakologiczna, reprezentowana w szczątkach w seriac rzecznej i jeziorowej, pochodzi z utworów interglacjalnych dolnej połow interglacjału reprezentowanego przez te serie, z utworów, które, jeżeli si znajdowały w Szelągu, jak na to wyżej zacytowane i inne fakty wskazu ją, to uległy rozmyciu. Wreszcie wielce prawdopodobnym jest, że

4° gytie Winiar i Głównej — sądząc z warunków stratygraficznych w jakich występują — są tymi utworami, z których pochodzą szczątk fauny malakologicznej, spotykane na wtórnym złożu w wyżej wymienio nych obu seriach Szeląga (tabl. IV, 6d).

Wnioski tu wypowiedziane, w zestawieniu z całością uzyskanyc wyników badań stratygraficznych, wraz z próbą interpretacji stratygrafi i wieku interglacjału Winiar i Głównej, podaję na tablicy stratygraficz nej (III). Graficznym uzupełnieniem jej jest profil syntetyczny obu tyc stanowisk i Szeląga (tabl. IV).

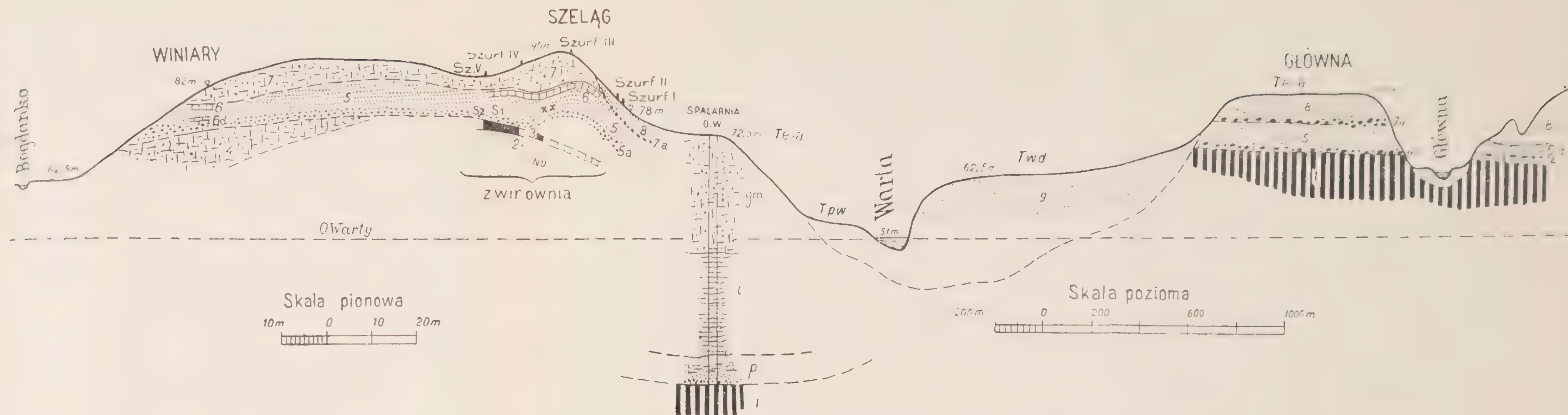
W mojej interpretacji stratygrafii Szeląga pozycją najsłabszą jes chronologia. Zresztą, przy obecnej znajomości stratygrafii naszego plej stocenu, w szczególności liczby zlodowaceń, ich stadiów i ich zasięgów słabość tej pozycji jest usprawiedliwiona.

Ostatnio B. Halicki *(3)* umieścił (ze znakiem zapytania w nawiasie interglacjał torfowo-gytiowy Szeląga w poziomie interglacjału Żydow szczyzny — pomiędzy zlodowaceniami III i IV (środkowo-polskim i po łudniowo-polskim), gytię zaś Winiar i Głównej — w interglacjale następ nym (4-ym). Z tym oznaczeniem wieku nie zgadza się moja interpretacja

Tablica stratygraficzno-chronologiczna stanowisk interglacjalnych Szeląga, Winiar i Głównej pod Poznaniem

Chronologia	Stratygrafia	Procesy	Winiary wg J. Gołąba (2)	Winiary wg L. Sawickiego	Główna wg B. Krygowskiego (4)	Główna wg L. Sawickiego
Zlodowacenie północno-polskie: Stadium poznańskie		Powstanie klinów mrozowych w glinie morenowej górnej Szeląga				
Interstadiał	Aluwia wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Warty z „brukiem“ z rozmytej gliny morenowej górnej w spągu	Powstanie wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Warty Erozja			Zlodowacenie młodsze: Sandr z recesji młodszego zlodowacenia	Aluwia wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego (Głównej?) Erozja
Stadium Leszna	Górna glina morenowa	Ścięcie utworów piaszczysto-mułkowych serii jeziorowej przez transgredujący lodowiec	Morena brunatna (górna) Varsovien I	Stadium Leszna	Warstwa żwirów i bloków po zdenudowanym marglu brązowym	„Bruk“ z rozmytej górnej gliny morenowej
Interglacjał	Seria jeziorowa piaszczysto-mułkowa	Akumulacja piasków zawierających wkładki żwiru i głazików oraz okruchy i otoczaki mułków serii jeziorowej Erozja				
		Akumulacja mułków i piasków mułkowatych, zawierających drobne okruchy i „żwir“ toczeńcowy dolnej gliny morenowej oraz ułamki muszli ślimaków wodnych i okruchy drewna zwęglonego Erozja	Piaski i gytie ze skamielinami	Seria górna utworów jeziorowych (tabl. IV, w-wa 6)		Gytia marglista (Galona „typowy“ margiel jeziorowy)
	Piaski rzeczne o poziomym i przekątnym uwarstwieniu z wkładkami i ławicami żwirowo-głazikowymi w dole	Akumulacja normalnej serii sedymentacyjnej rzecznej, zawierającej w partii spągowej żwir, głaziki i sporadycznie „brukowce“ z toczeńcami i „żwirem“ toczeńcowym dolnej gliny morenowej na różnych poziomach na złożu wtórnym, zawierającej poza tym grudki i obtoczone okruchy marglu jeziorowego z *Valvata piscinalis*, liczne ułamki muszli ślimaków wodnych oraz obtoczone okruchy drewna zwęglonego Erozja	Piaski skośnie uwarstwione, gruboziarniste z gytiami roślinnymi Przerwa czasowa Erozja	Piaski akumulacji rzecznej (?) Seria dolna utworów jeziorowych (tabl. IV, w-wa 6d)	Erozja Silne zniszczenie marglu jeziorowego	
	Zwarty żelazisty gruboławicony pokład piaszczysto-żwirowo-głazikowy, ze sporadycznie występującymi „brukowcami“ bez grudek i „otoczaków“ marglu jeziorowego oraz drewna zwęglonego z obtoczonymi grudkami torfu, bardzo nielicznymi ułamkami muszli. Żwir, głaziki i głazy skorodowane	Akumulacja rzeczna pokładu piaszczysto-żwirowo-głazikowego z „brukowcami“ Erozja	Żwiry skośnie uwarstwione dolnej, szarej gliny morenowej Erozja			
		Odsłonięcie torfu, denudacja jego powierzchni, rozwój procesów eolicznych, korozja i patynizacja eoliczna materiału eratycznego. Rozmycie pokrywającej torf dolnej gliny morenowej Erozja				Erozja
Zlodowacenie środkowo-polskie Stadium Warty	Luźny materiał eratyczny i toczeńce z rozmytej gliny morenowej					Dolna glina morenowa, bądź też „bruk“
Interstadiał	Warstwa piasku mułkowatego z detrytusem torfowym	Denudacja				
	Torf silnie rozłożony, łupkowaty, ciemnobrunatny	Zatorfienie Częściowe spłynięcie jeziora	Torfy i kreda jeziorowa Szeląga		Typowy margiel jeziorowy Erozja	
	Gytia górą silnie marglista z detrytusem roślinnym, dołem mułkowata	Akumulacja detrytusu organicznego, dołem — mułu marglistego				
	Piasek silnie zawodniony, jasny, szary	Akumulacja rzeczna piasku (?)			Dolne drobne piaski przejściowe do marglu	
			Dolna, szara glina morenowa zlodowacenia Cracovien		Szary margiel starszego zlodowacenia lub żwiry z głazami	

Profil stratygraficzno-syntetyczny: Winiary – Szeląg – Główna



Legenda:

1 iły poznańskie, *2* piaski podścielające utwory torfowo-gytiowe Szeląga, *3* utwory torfowo-gytiowe Szeląga, *4* glina morenowa dolna, *4a* „bruk" z rozmytej moreny dolnej, *5* seria sedymentacyjna piasków, w dole (*5a*) — z poziomem żwirowo-głazikowym z „brukowcami" oraz, na Szelągu, z toczeńcami gliny morenowej dolnej, *6* seria górna utworów jeziorowych Szeląga, Winiar i *6d* seria dolna utworów jeziorowych Głównej (torfy, gytie, margle, mułki), *7* górna glina morenowa, *7a* „bruk" z moreny górnej, *8* aluwia wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Warty (*Te-a*), *9* aluwia tarasu wydmowego (*Twd*); *Tpw* taras powodziowy wysoki, *O. W.* otwór wiertniczy w spalarni śmieci na Szelągu: *gm* glina morenowa (dolna?), *i* glina tłusta (iły warwowe?), dołem piaszczysta z poziomem kurzawki w spodzie, *p* piaski, górą gliniaste dołem gruboziarniste z kamieniami w spodzie

Według mnie są to utwory o jedno zlodowacenie i jeden interglacjał młodsze. Słuszna jest natomiast interpretacja Halickiego warunków stratygraficznych torfów szelągowskich, który twierdzi, że występują one poniżej dwóch różnowiekowych poziomów gliny morenowej.

Z serii sedymentacyjnej rzecznej pochodzą opublikowane przez Maasa *(5)* dwa wyroby krzemienne. Oryginałów nie znam. W Muzeum Archeologicznym w Poznaniu oglądałem jedynie ich odlewy. Są to 2 wióry drobne i 1 odłupek. Drugi okaz wióra pochodzi z Szeląga, prawdopodobnie z tego samego znaleziska (fig. 8).

Okazy te, jak już zaznaczyłem na innym miejscu, nie są narzędziami i dlatego trudno je uznać za rozstrzygające kryterium chronologiczne. Tym niemniej, biorąc pod uwagę ich charakter morfologiczny, wiek ich — z dużym prawdopodobieństwem — oznaczyć należy jako madleński, i to madleński po recesji nie tylko glacjału stadium Warty, lecz również po recesji bałtyckiego zlodowacenia z jego zasięgu maksymalnego — z linii moren Leszna. Znalezisko to ma, w każdym razie, dla zagadnienia wieku północno-polskiego zlodowacenia (bałtyckiego) poważne znaczenie. Zgodnie z innymi faktami kwestionuje ono poprawność synchronizacji długiego okresu oryniackiego z okresem pomiędzy stadium Warty i stadium Leszna, zwłaszcza wobec faktu, że dotychczas dobrze nie wiemy, jakie zlodowacenie reprezentuje stadium Warty *(12)*.

Zakład Paleolitu I.H.K.M. PAN
Warszawa, listopad 1954 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. GOŁĄB J. Toczeńce z gliny morenowej w Szelągu pod Poznaniem (Rollsteine aus dem Moränenton von Szeląg bei Poznań). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), X. Kraków 1934.
2. GOŁĄB J. & URBAŃSKI J. Nowa odkrywka interglacjału na Winiarach koło Poznania (Neuer Aufschluss des Interglazials in Winiary bei Poznań). — Ibid., XIII. Kraków 1938.
3. HALICKI B. Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim (Some problems concerning the stratigraphy of the Pleistocene of the European Lowland). — Acta Geol. Pol., vol. I/2. Warszawa 1950.
4. KRYGOWSKI B. Nowe stanowisko interglacjału w Głównej pod Poznaniem (Neue Fundstelle des Interglazials in Główna bei Poznań). — Pozn. T. P. N., Prace Kom. Geogr. (Trav. Géogr. Soc. Sci. Poznań), 1/3. 1938.
5. MAAS G. Über zwei anscheinend bearbeitete Gesteinstücke aus dem Diluvium. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., XVIII. Berlin 1898.
6. — Über Thalbildungen in der Gegend von Posen. — Ibid., XIX. Berlin 1899.
7. NIEZABITOWSKI E. Interglacjał w Szelągu pod Poznaniem (Interglazial in Szeląg-Schilling bei Posen). — Spraw. Kom. Fizjogr. PAU (C.-R. Com. Physiogr. Acad. Pol. Sci. et Lettr.), 63. Kraków 1829.

8. PAWŁOWSKI S. Interglacjał w Szelągu pod Poznaniem (Interglazial in Szeląg
Schilling bei Posen). — Ibid., 63. Kraków 1929.
9. — Rozważania nad morfologią doliny Warty pod Poznaniem (Über die Entst
hung des Warthedurchbruches bei Posen). — Bad. Geogr. nad Polską pn.-zac
(Études Géogr. sur la Pologne du Nord-Ouest), 4-5. Poznań 1929.
10. SAWICKI L. W sprawie metody badań dyluwialnych. — Kosmos, ser. B, t. LXI
z. 1. Lwów 1937.
11. SZAFER W. & TRELA J. Interglacjał w Szelągu pod Poznaniem (Interglazi
in Szeląg-Schilling bei Posen). — Spraw Kom. Fizjogr. PAU (C.-R. Com
Physiogr. Acad. Pol. Sci. et Lettr.), 63. Kraków 1929.
12. SZAFER W. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystyczne
(Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view). –
Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), XXII/1. Kraków 1953.



Fot. 1

Szeląg. Widok ogólny na północny odcinek dawnej żwirowni. Z prawej strony granicy z cmentarzem naramowickim

8 wysoki taras erozyjno-akumulacyjny pra-Warty, *7* górna glina morenowa, *6* seria utworów jeziorowych piaszczysto-mułkowych, *5* seria piasków podściełających



Fot. 2

Szeląg. Widok ogólny na środkową i południową część dawnej żwirowni

Fot. L. Sawicki



Fot. 1

Szeląg. Południowa część dawnej żwirowni z szybikiem 1 i szurfem V na pierwszym planie. Czarna smuga na dnie wykopu — szybik 1



Fot. 2

Szeląg. Południowa część dawnej żwirowni z szurfami IV i V

Fot. L. Sawicki

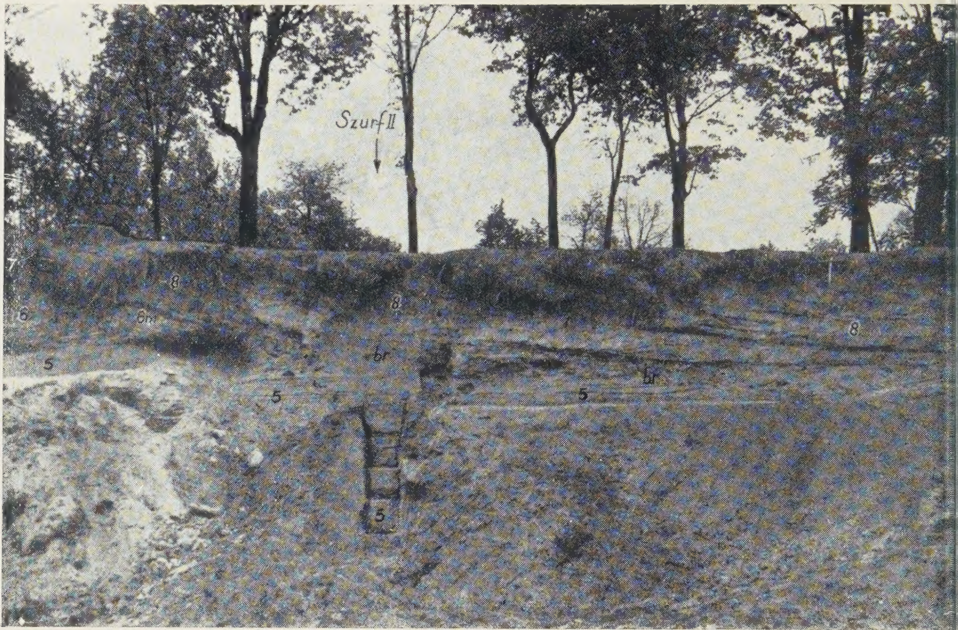


Fot. 1

Fot. 2

Fot. L. Sawicki

Objaśnienia — obok pl. IV-ej



Fot. 1



Fot. 2

Fot. L. Sawicki

Objaśnienia — obok

Fot. 1

Szeląg. Profil ścianki północnej wykopu żwirowni

8 aluwia wysokiego tarasu pra-Warty, *7* glina morenowa górna, *br* „bruk“ z rozmytej moreny górnej, *6* utwory jeziorowe piaszczysto-mułkowe, *5* piaski podścielające

Fot. 2

Szeląg. Profil ścianki północnej wykopu żwirowni. Część zachodnia odsłonięcia z utworami jeziorowymi

Legenda — jak przy fot. 1

Fot. 1

Szeląg. Środkowa część profilu z szurfem II

8 aluwia wysokiego tarasu pra-Warty, *7* glina morenowa górna, *br* „bruk“ z rozmytej moreny górnej, *6* utwory jeziorowe piaszczysto-mułkowe, *6m* margiel, *5* seria piasków podścielających z poziomem żwirowo-głazikowym, odsłoniętym w spodzie szurfu II, zawierającym toczeńce z gliny morenowej dolnej

Fot. 2

Szeląg. Toczeńce

1-4 drobne toczeńce dolnej gliny morenowej, bez patyny żelazistej, z szurfu II: *1* podkrążkowy, *2-3* kuliste, *4* część toczeńca krążkowego z ułamkiem muszli ślimaka na powierzchni *(m)*, *8-9* toczeńce walcowaty i kulisty, pokryte brunatno-rdzawą patyną żelazistą, z poziomu 12-12,10 m szurfu III; *10-11* toczeniec walcowaty, z ułamkiem muszli ślimaka na powierzchni *(m)*, i wrzecionowaty, pozbawione patyny żelazistej, z poziomu 11,7 m szurfu III, *6-7* otoczaki płytkowatych okruchów mułku jeziorowego oraz *5* płytka tegoż mułku, częściowo obtoczona i pożłobiona przez wodę z szurfu III